



**Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France) :
stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte
structural à la jonction des dispositifs dauphinois,
briançonnais et provençal**

Gérard Dardeau

► **To cite this version:**

Gérard Dardeau. Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France) : stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Stratigraphie. Université Nice Sophia Antipolis, 1983. Français. NNT : . tel-00804902

HAL Id: tel-00804902

<https://theses.hal.science/tel-00804902>

Submitted on 26 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

présentée

à l'UNIVERSITÉ DE NICE

FACULTÉ DES SCIENCES PHYSIQUES, CHIMIQUES ET NATURELLES

pour obtenir

le grade de DOCTEUR D'ÉTAT MENTION SCIENCES

par

Gérard DARDEAU

LE JURASSIQUE des ALPES-MARITIMES (France)

Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural
à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal.

Soutenue le 19 Février 1983 devant la Commission d'Examen :

J.-Ph. MANGIN	Université de Nice
R. DARS	Université de Nice
R. ENAY	Université de Lyon
M. LEMOINE	Université de Grenoble
R. MOUTERDE	Université Catholique de Lyon
P. RAT	Université de Dijon

RÉSUMÉ :

Le bassin des Alpes-Maritimes (France) occupe au Jurassique une position particulière, à la jonction des domaines briançonnais, dauphinois et provençal. A travers son histoire se retrouvent les principaux épisodes précédant l'ouverture océanique du segment ligure de la Thétys : rifting, puis affaissement et approfondissement de la marge continentale européenne qui s'expriment par deux dispositifs sédimentaires successifs. L'organisation paléogéographique montre l'existence vers le Sud d'une surface continentale au relief peu accusé, le bloc corso-sarde, en bordure duquel les aires de dépôt deviennent plus étroites à l'approche du domaine briançonnais.

Les déformations ultérieures reprennent les éléments déjà définis au Jurassique, avec des déplacements limités.

MOTS CLÉS :

Jurassique — Stratigraphie — Faciès — Paléogéographie — Structure du bassin — Contrôle tectonique — Alpes-Maritimes.

N° enregistrement
au C.N.R.S. :

THÈSE

présentée

à l'UNIVERSITÉ DE NICE

FACULTÉ DES SCIENCES PHYSIQUES, CHIMIQUES ET NATURELLES

pour obtenir

le grade de DOCTEUR D'ÉTAT MENTION SCIENCES

par

Gérard DARDEAU

LE JURASSIQUE des ALPES-MARITIMES (France)

Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural
à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal.

Soutenue le 19 Février 1983 devant la Commission d'Examen :

J.-Ph. MANGIN	Université de Nice
R. DARS	Université de Nice
R. ENAY	Université de Lyon
M. LEMOINE	Université de Grenoble
R. MOUTERDE	Université Catholique de Lyon
P. RAT	Université de Dijon

A Ma Famille

AVANT-PROPOS

Après une licence de Géologie à Dijon, dans un laboratoire orienté vers la stratigraphie, sous la direction de Monsieur le Doyen R. CIRY, j'ai été amené, en cours de thèse de 3ème cycle à occuper un poste d'assistant de recherche au Laboratoire de Géologie et Sédimentologie à l'Université de Nice.

A l'incitation de P.F. BULARD, Maître-Assistant à Nice, ancien dijonnais et géologue "Jurassique", j'ai alors entrepris une étude d'ensemble du Jurassique des Alpes-Maritimes. Ce style de travail correspondait bien à mon goût pour les recherches de terrain dont j'avais découvert en Grèce, après mon service militaire, les satisfactions mais aussi les difficultés.

Au terme de ces neuf années d'étude, il m'est très agréable de pouvoir enfin remercier tous ceux qui se sont intéressés à mes problèmes.

- Mon travail n'aurait pu être mené à bien sans l'attention particulière que lui accorda dès le début Monsieur le Professeur P. RAT. Malgré ses responsabilités multiples, il a toujours trouvé quelques instants pour examiner avec moi mes problèmes les plus difficiles, consacrant même plusieurs jours pour m'accompagner, avec son épouse, sur le terrain. Connaissant ainsi parfaitement mes préoccupations géologiques, il a pu me conseiller, avec patience et bienveillance, discutant mes résultats et retouchant une rédaction trop souvent confuse. Je lui suis très reconnaissant d'avoir bien voulu participer à mon jury. Je souhaite que mon travail réponde à ce qu'il en attend.
- Monsieur le Doyen R. DARS m'a souvent témoigné un grand intérêt. Facilitant mon retour à l'Université après mon service militaire, il s'est ensuite constamment préoccupé de la progression de mes recherches de terrain, puis de l'avancement de ma rédaction. Il a bien voulu également faire partie de mon jury ; qu'il soit assuré de toute ma gratitude.
- Monsieur le Professeur R. ENAY, bien que très sollicité, a trouvé cependant les jours nécessaires pour parcourir mon terrain. Il mit à ma disposition ses connaissances des séries jurassiques, me conseillant de modifier quelques interprétations et de développer certains aspects de mon travail. Je le remercie vivement d'avoir aussi accepté de faire partie de mon jury.
- Monsieur M. LEMOINE, malgré ses nombreuses activités, a pu consacrer plusieurs jours à la visite de mon terrain et à l'examen de l'ensemble de mes résultats. Ses conseils m'ont permis de préciser certains points de mon travail, et je lui suis très reconnaissant d'avoir bien voulu faire partie de mon jury.
- Enclin à encourager les initiatives personnelles dans son laboratoire, Monsieur le Professeur J.P. MANGIN m'a permis avec la plus grande bienveillance d'entreprendre cette étude. Il a fait en sorte que je puisse y consacrer le plus de temps possible, il a bien voulu examiner avec moi différents affleurements, et a accepté de prendre place dans mon jury. Je lui en suis très reconnaissant.

- A plusieurs reprises, j'ai été accueilli à Lyon par Monsieur l'Abbé MOUTERDE. M'offrant courtoisement l'hospitalité et consacrant de longs moments à l'étude de mes faunes du Lias et du Bajocien, il sut m'initier à la "paléontologie de terrain". Il trouva le temps de visiter mon terrain malgré un emploi du temps chargé. Je lui suis très reconnaissant d'avoir aussi accepté de juger mon mémoire.
- Mes remerciements les plus chaleureux vont aussi à P.F. BULARD. A Nice, il a suivi la progression de mon étude avec un intérêt qui n'a jamais faibli. Très souvent avec moi sur le terrain, il m'a fait partager son expérience de géologue et sa pratique de la montagne. Nos discussions fructueuses et enthousiastes ont souvent contribué à remonter un moral qui n'était pas toujours au beau-fixe.
- Géologue alpin passionné, montagnard fervent, Monsieur J. VERNET me fit partager son enthousiasme pour les études de terrain. Toujours attentif à l'exposé de mes problèmes, mettant ses connaissances et ses documents à ma disposition, il n'hésita pas à m'accompagner de nombreuses fois sur des affleurements d'interprétation difficile. Je tiens à lui exprimer ma gratitude et toute mon amitié.
- Monsieur le Professeur J. POLVECHE me fournit les moyens de faire certaines dépenses d'équipement et favorisa la réalisation d'une partie de mes lames minces dans son laboratoire. Intéressé par les déformations post-jurassiques, il m'encouragea à développer cet aspect de mon travail. Je suis très sensible à l'intérêt qu'il a porté à mon étude ; qu'il soit assuré de toute ma gratitude.

Les enseignants et chercheurs de l'Institut des Sciences de la Terre de Dijon m'ont témoigné une constante sympathie, me consacrant parfois des journées complètes lors de mes visites.

- Monsieur le Professeur H. TINTANT, dont j'avais suivi l'enseignement lors de ma licence, s'intéressa à la progression de mon étude. Il me conseilla pour des problèmes d'interprétation et put préciser l'âge de certaines ammonites de détermination délicate.
- Madame F. MAGNIEZ m'aida avec beaucoup de gentillesse et de patience à mettre en ordre mes observations sur la microfaune. Ses conseils amicaux m'ont permis de publier quelques résultats dans un domaine étranger à ma spécialité.
- D. MARCHAND a été le paléontologiste compétent et toujours disponible que souhaite s'associer tout géologue de terrain. M'accompagnant plusieurs fois par an pour récolter des faunes d'ammonites, il a contribué de façon efficace à l'établissement de ma colonne stratigraphique. Plusieurs publications en commun traduisent notre collaboration étroite.
- B. LAURIN, intéressé par les rhynchonelles du pays grassois, m'encouragea à étudier cette région de façon approfondie. Ayant visité la plupart des affleurements, il en étudia les faunes. Nos résultats ont fait l'objet d'une publication.

- J. THIERRY me consacra lui aussi beaucoup de temps, examinant mes faunes d'ammonites et visitant mon terrain. Quelques publications concrétisent notre collaboration.
- A. PASCAL, avec beaucoup de dévouement, m'initia aux pratiques modernes de l'analyse des microfaciès. Nous avons publié une étude sédimentologique de la régression fini-jurassique qui doit beaucoup à sa contribution.

Je n'oublie pas ceux qui, à Dijon, toujours soucieux de l'avancement de mon travail m'ont prodigué leurs encouragements amicaux, MM. L. COUREL, M. AMIOT, J.H. DELANCE, J.C. MENOT, B. MATHEY... Que tous trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Il m'est aussi agréable de remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont apporté leur concours.

- Madame C. RUGET a bien voulu examiner l'ensemble de la microfaune dégagée au Laboratoire de Géologie des Facultés Catholiques de Lyon. Ses déterminations, sur un matériel assez pauvre et souvent mal conservé, m'ont été précieuses.
- Mademoiselle S. GUERIN m'initia avec gentillesse et compétence à la préparation et au tri des microfaunes.
- Monsieur C. BOULOUARD effectua des recherches palynologiques à la S.N.E.A.P.
- MM. C. MONTENAT et H. GAUTHIER m'invitèrent avec une courtoisie que j'ai particulièrement appréciée à participer à leurs travaux dans les Alpes-Maritimes. Nos résultats communs ont fait l'objet d'une publication.
- MM. G. THOMEL, Directeur du Musée d'Histoire Naturelle de Nice, et M. MOULLADE, Directeur du Centre de Recherches Micropaléontologiques "J. Cuvillier" à Nice, m'ont permis de consulter des ouvrages anciens ou rares.
- MM. P. GUARDIA, J.P. PUPIN et J.D. GIRAUD, géologues niçois, m'ont aidé par leur connaissance de la géologie du socle régional.
- MM. J.P. FINIDORI et S. ATTAL ont réalisé à Nice les nombreuses lames minces.

Que tous soient assurés de ma gratitude.

C'est à mes camarades du Laboratoire de Géologie et Sédimentologie de Nice que vont mes remerciements les plus cordiaux. Enseignants ou chercheurs, technicien ou secrétaire, tous contribuent à entretenir une ambiance favorable à la réflexion, MM. B. CHASSEFIERE, V. CHEVALIER, F. IRR, M. MAISTRE, P. SAINT-MARC et Madame C. COHEN.

A ma famille, dont l'aide morale est inestimable, je voudrais adresser un témoignage de reconnaissance et d'affection toutes particulières. Mes parents, toujours attentifs aux moindres problèmes, s'initiant à la géologie pour m'encourager ; ma belle-famille ne doutant jamais de l'intérêt de l'étude que j'avais entreprise ; mon épouse et ma fille enfin, participant avec le plus grand dévouement aux recherches de terrain et à la réalisation du mémoire.

RÉSUMÉ

Ce mémoire rassemble les données recueillies au cours de l'étude des séries jurassiques des Alpes-Maritimes (France), entre l'Argentera (au N), les Maures et le littoral méditerranéen niçois (au S).

Un historique présente tout d'abord les faits établis par les auteurs précédents, mettant en évidence les problèmes qui restent posés. Le Jurassique n'ayant pas encore fait l'objet d'une étude d'ensemble dans cette région, ces problèmes sont variés : d'ordre stratigraphique (absence d'étude détaillée ou recherches trop ponctuelles) paléogéographique (difficultés de relier entre eux les différents domaines de dépôt), et tectonique (déformation du bassin après le Jurassique).

Actuellement, le territoire étudié est composé de la couverture du Barrot-Argentera (au N), de l'extrémité orientale de l'arc de Castellane et de l'Autochtone des Maures (au S), des arcs de Nice et de la Roya (à l'E) ; ce découpage régional a été adopté pour l'exposé des observations.

Pour chaque région, l'analyse sédimentaire et l'établissement d'une nouvelle succession biostratigraphique, ont permis de définir des domaines de dépôts différents, de situer les principales discontinuités de sédimentation, de dégager les épisodes de déformation du tréfonds et de retrouver les structures plus ou moins affaissées ayant pu fonctionner au Jurassique.

Du N au S des Alpes-Maritimes, région après région, le dispositif sédimentaire jurassique a été peu à peu reconstitué. L'évolution de la sédimentation dans les séries fossilifères (au N) permettant de mieux préciser celle des séries azoïques (au S). Le schéma paléogéographique et paléostructural, progressivement établi pour la plus grande partie du bassin, a été ensuite utilisé pour l'interprétation des séries tectonisées de l'arc de Nice. Quelques déplacements postérieurs au Jurassique sont également analysés.

Les conclusions générales proposent une histoire jurassique du bassin des Alpes-Maritimes, étage par étage, sous la forme d'une succession de cartes de faciès (d'après la disposition actuelle des affleurements) et de schémas paléogéographiques (les différents domaines de dépôt étant rétablis dans des positions relatives supposées conformes à celles qu'ils occupaient au Jurassique).

Les résultats se regroupent autour de plusieurs thèmes :

. La stratigraphie

Au N (Barrot-Argentera), la plupart des étages et parfois des zones d'ammonites sont caractérisés dans les aires de subsidence maximum ; sur les aires moins affaissées, les dépôts sont très incomplets entre le Lias inférieur et la base du Malm.

Au S (Autochtone des Maures), les épaisses séries dolomitiques semblent également assez complètes.

Entre ces deux régions (arcs de Castellane et de Nice), la sédimentation jurassique, discontinue, débute au Bathonien et est très réduite entre le Callovien et l'Oxfordien et à la limite Jurassique-Crétacé.

. La sédimentation

Au Lias, les dépôts sont de type plate-forme sur tout le territoire, avec des faciès plus franchement marins au N ; la profondeur est partout peu importante et les émergences fréquentes.

Au Dogger et surtout au Malm, des sédiments de type bassin, souvent argileux et assez riches en céphalopodes, se localisent au N dans le secteur plus profond du Barrot-Argentera. Au S, la profondeur demeure faible, tous les dépôts sont carbonatés, la dolomitisation et les émergences se développant préférentiellement dans l'Autochtone et dans l'arc de Nice.

. Le contrôle tectonique

Une subsidence différentielle individualise deux dispositifs sédimentaires :

- Un premier dispositif, actuellement structuré NW-SE (partie N du bassin) et E-W (partie S du bassin), se met en place au Lias inférieur pour persister jusqu'au Bathonien. Les zones hautes (structure de la Tinée, plateau sous-marin du Cheiron) sont dépourvues de dépôt ou émergent, et l'accumulation sédimentaire maintient une profondeur faible dans les aires en affaissement (bassin du Barrot, bassin d'Antibes dans l'Autochtone). Le découpage du tréfonds évoque un dispositif de horsts et grabens résultant du jeu de failles entre le Lias inférieur et le Bathonien supérieur.
- Un second dispositif peut être reconnu à partir du Callovien. Il oppose un domaine alpin subsident jusqu'à l'Oxfordien moyen et profond jusqu'au Crétacé (Barrot-Argentera), et un domaine provençal fortement subsident à partir de l'Oxfordien moyen, peu profond et émergeant au Crétacé inférieur (arcs de Castellane et de Nice, Autochtone). Les structures liasiques rejouent épisodiquement, dans ce nouveau dispositif essentiellement structuré E-W (zone de flexuration séparant les domaines alpin et provençal).

. La paléogéographie

Les dispositifs liasique et bathonien s'organisent avec une polarité S-N indiquant, comme en Provence, la présence d'une aire aplanie occasionnellement émergée au S (continent ou île ?), et d'un domaine marin constamment ouvert au N.

Le bassin provençal, le haut-fond du moyen Verdon, et la bordure S du bassin dauphinois se prolongent dans les Alpes-Maritimes ; orientées E-W et progressivement plus étroites dans la région niçoise, ces aires de dépôt ne sont plus identifiables près de l'Argentera, faisant place au dispositif sédimentaire briançonnais aujourd'hui structuré NW-SE.

. Le contexte alpin

Le bassin jurassique des Alpes-Maritimes appartiendrait à la marge continentale passive de la Téthys (marge européenne). Le jeu des blocs liasiques évoque l'épisode de rifting décrit ailleurs dans les domaines dauphinois et briançonnais ; l'enfoncement du tréfonds et l'approfondissement du bassin après le Bathonien rappelant la subsidence généralisée de ces domaines au même moment, avant ou au début de l'expansion océanique du segment ligure de la Téthys.

. Les déplacements post-jurassiques

La disposition actuelle des terrains jurassiques résulterait d'un raccourcissement N-S (plus prononcé vers l'extrémité

orientale de l'arc de Castellane), d'un rapprochement E-W (entre l'arc de Castellane et l'arc de Nice, la partie niçoise étant la plus déplacée), d'une fragmentation et d'une désorganisation du bassin jurassique dans l'arc de Nice. Les accidents tectoniques majeurs semblent directement induits par les variations de puissance et de lithologie des séries jurassiques, les différentes unités structurales actuelles correspondant à des domaines de dépôt distincts au Jurassique.

A l'échelle des Alpes, le bassin jurassique des Alpes-Maritimes peut cependant être considéré comme assez peu déformé par la tectonique tertiaire.

INTRODUCTION

SOMMAIRE

1 - Cadre géographique et géologique	12
a - Cadre géologique régional	12
b - Cadre géologique local	13
2 - Historique	14
a - Les ouvrages consacrés au seul Jurassique	14
b - Les travaux sur la limite Jurassique-Crétacé ..	16
c - Les monographies régionales et le Jurassique ..	18
d - Bien d'autres géologues ont parcouru les séries jurassiques des Alpes-Maritimes	20
3 - Les faits établis et les problèmes non élucidés dans le Jurassique des Alpes-Maritimes	21
a - Les faits établis	21
b - Les problèmes non résolus restent nombreux	22
4 - Exposé des observations	23
5 - Méthodes de travail	25
a - Sur le terrain	25
b - Au laboratoire	26
Légendes des plans de situation, coupes et paysages ...	27

Le Jurassique des Alpes-Maritimes n'avait jamais été abordé sous un aspect purement stratigraphique. Les précédentes recherches, souvent incluses dans des monographies régionales, avaient mis en évidence des faits importants dont l'interprétation était entravée par les phénomènes de dolomitisation et surtout par la rareté des faunes dans l'ensemble du département. Trois domaines sédimentaires avaient été reconnus : alpin au Nord, provençal au Sud et briançonnais à l'Est. Sur un territoire réduit comme celui des Alpes-Maritimes, le bassin jurassique se présentait donc avec des milieux de dépôts contrastés. Il convenait de les relier stratigraphiquement pour en suivre l'évolution dans le temps et dans l'espace.

La rareté des faunes, en particulier des ammonites, a longtemps découragé les géologues débutants et chevronnés. Pourquoi les séries sont-elles si pauvres en fossiles à des époques bien précises et à certains endroits ? Tout au long de ce travail de terrain, je me suis attaché à trouver des faunes de valeur stratigraphique au plus près des régions réputées comme azoïques et à en préciser l'environnement sédimentaire. En place à l'Université de Nice, il m'était plus facile qu'à mes devanciers, souvent venus d'Universités lointaines, de rechercher longuement des faunes pas toujours faciles à découvrir. Dès les premières découvertes, les attributions stratigraphiques modifiaient l'interprétation de la série d'une telle manière que l'ensemble du Jurassique demandait à être revu. Armature de mon travail, l'établissement d'une stratigraphie plus fine permettait alors une approche de la paléogéographie suivant des tranches de temps plus serrées. Entraîné par mes collègues de l'Université de Dijon, j'ai ensuite essayé de montrer une possible relation entre l'environnement des dépôts et les déformations du tréfonds.

Bien que le Jurassique ne représente pas une série très puissante dans les Alpes-Maritimes, sa lithologie lui confère un rôle important dans les structures. Il constitue souvent, après érosion, l'ossature des unités structurales mises en place au Tertiaire. La plupart des études tectoniques régionales mettent en oeuvre les séries jurassiques considérées comme des entités lithologiques ou morphologiques. La variété des coupes n'autorise pas, à mon avis, une telle utilisation de la série jurassique ; elle permet de préciser les affinités entre les faciès rencontrés dans une écaille ou un copeau isolé et les faciès des grands domaines sédimentaires où les déplacements n'ont pas modifié la succession horizontale des dépôts. A l'aide de données stratigraphiques et paléogéographiques, j'ai cherché à mieux connaître quelques-uns de ces déplacements.

A ces thèmes de recherche spécifiques du bassin des Alpes-Maritimes, se superpose l'étude des problèmes plus généraux observés ailleurs au cours du Jurassique : tectonique liasique, sédimentation complexe à la limite Callovien-Oxfordien, régression fini-jurassique. Les niveaux représentant ces trois périodes ont été, dès les premières coupes, l'objet d'une recherche particulière. Géologue débutant dans le Jurassique, j'ai été aidé dans cette approche par les conseils de P.F. BULARD, qui avait abordé des problèmes comparables dans le Jurassique du Nord-Est de l'Espagne. Son expérience m'a évité dès le début les hésitations en fixant mon attention sur le plus important.

D'un point de vue paléobiogéographique enfin, la présence de faune boréale au sein de populations à cachet mésogéen n'avait pas été signalée. Ces formes boréales ont permis aux paléontologistes de préciser les contours des zones d'influence boréale et méditerranéenne dans notre région, et d'affiner les corrélations entre ces provinces faunistiques à l'échelle de l'Europe.

1 - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le territoire étudié dans les Alpes-Maritimes couvre une superficie d'environ 5 500 km², presque entièrement montagneuse. Les reliefs ont été dégagés par une érosion importante qui a atteint le socle au Pliocène. Sauf dans l'Argentera, la plupart des sommets sont en terrain jurassique et culminent entre 1 200 m au bord de mer, et 2 500 m vers l'intérieur. Plusieurs mois dans l'année, une grande partie de ces sommets est enneigée. La végétation, de type méditerranéen ou montagnard, constitue une gêne aux observations continues. Rares sont en fait les profils à la fois aisément accessibles et dénudés ; le plus souvent, une végétation épineuse, des falaises abruptes, des cassures nombreuses, et, près du littoral, une densité des habitations importante, compliquent le travail de terrain.

a) Cadre géologique régional

Le bassin jurassique des Alpes est composé au SE de la France de trois grands domaines sédimentaires depuis longtemps reconnus (Fig.1) :

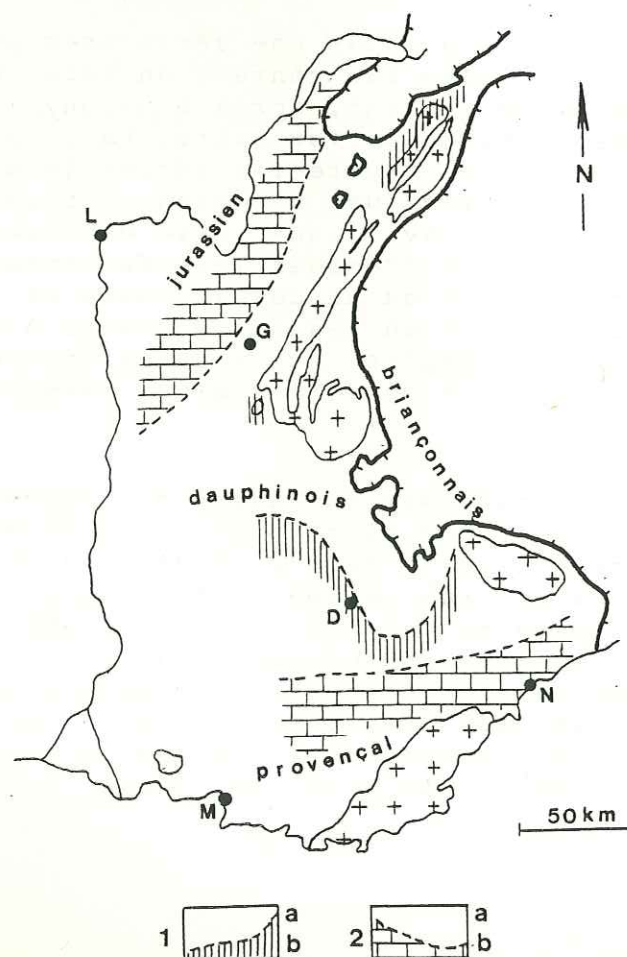


Fig.1 : Les domaines de sédimentation des chaînes subalpines au Jurassique (d'après J. DEBELMAS 1974 modifié)
1 - Lias (a dauphinois, b néritique réduit)
2 - Malm sup. (a dauphinois, b récifal)

- Le domaine dauphinois, large aire subsidente orientée NS, avec des sédiments argileux, épais, et assez complets.
- Le domaine provençal où la sédimentation est carbonatée, souvent réduite, et presque toujours discontinue. Ce domaine est considéré comme une plate-forme allongée d'W en E.
- Le domaine briançonnais, dans les zones alpines internes, est parallèle au domaine dauphinois. Il présente des dépôts très incomplets et de lithologie particulière.

Entre ces différents domaines, les transitions sont souvent difficiles à observer. Vers le S, les premiers géologues alpins avaient noté la rapidité du changement de lithologie entre les domaines dauphinois et provençal. Récemment un haut-fond a été mis en évidence : orienté EW, il est le siège d'une sédimentation discontinue et son talus, vers le N, fait la jonction avec le domaine dauphinois tandis qu'au S, les dépôts sont plus complets et de type provençal. Vers l'E, un métamorphisme important où les déplacements liés à la tectonique récente gênent les observations.

Cette présentation du bassin alpin au Jurassique est classique depuis les travaux de HAUG (1891) ; elle a le mérite d'être simple et ne paraît pas avoir été remise en question dans ses grandes lignes. Bien entendu, de nombreux géologues modernes ont affiné et compliqué ce schéma : les faciès provençaux se rencontrent parfois en position très septentrionale dans le domaine dauphinois, à certaines époques, et la tectonique jurassique semble avoir joué un rôle capital dans la sédimentation. Les travaux actuels précisent les directions et les jeux et rejeux successifs des structures jurassiques. Les modalités de la sédimentation dans ces régions particulières ont conduit à des interprétations nouvelles, modifiant le schéma traditionnel. Le bassin alpin apparaît alors très complexe, composé de bassins élémentaires souvent séparés par des accidents tectoniques dont on a pu dater les principaux épisodes d'activité.

b) Cadre géologique local

Tous les éléments du bassin jurassique des Alpes sont présents dans les Alpes-Maritimes.

- . Au N, autour du noyau permien du Barrot, sur un Lias de type provençal, les terres noires avec leur corniche "tithonique" rappellent les dépôts de faciès dauphinois. Cette partie du bassin s'ouvre au NW vers la fosse dauphinoise de Gap-Digne-Sisteron, et au N en direction de la fenêtre d'Embrun et de Barcelonnette. Vers l'E, au-delà du massif cristallin externe de l'Argentera, aucune transition n'est observable avec les dépôts du domaine briançonnais qui viennent chevaucher cet "autochtone" dauphinois jusque dans la Haute-Tinée.
- . Au S, les dépôts calcaires et dolomitiques appartiennent au domaine provençal. La limite septentrionale de ce domaine se situe suivant la vallée de l'Estéron et de la Vésubie. Les

relations avec le bassin dauphinois sont compliquées par les déformations tectoniques récentes, mais le haut-fond défini en Provence se prolonge sans doute dans les Alpes-Maritimes. Vers l'Italie, les séries jurassiques du Briançonnais chevauchent, là encore, les dépôts provençaux et aucune transition n'est observable. Ce domaine provençal est scindé en deux arcs tectoniques, les arcs de Castellane et de Nice aux séries dolomitiques considérées comme pratiquement stériles. Ils sont séparés par un fossé comblé de dépôts pliocènes et emprunté par le cours inférieur du Var. Enfin, la partie la plus méridionale de ce domaine, entre l'arc de Castellane et la mer, est constituée par un Jurassique autochtone appartenant à la couverture du massif des Maures-Estérel.

2 - HISTORIQUE

Parmi les thèses et publications qui ont marqué la bibliographie du système Jurassique dans les Alpes-Maritimes, trois types de travaux peuvent être retenus.

a) Les ouvrages consacrés au seul Jurassique

Les recherches dans le SE de la France sont peu nombreuses. D'extension géographique souvent très vaste, elles abordent plus souvent les séries jurassiques du domaine provençal. Les observations, serrées et fines en Provence, sont rares dans les Alpes-Maritimes où les reconnaissances ont été effectuées suivant une maille plus large. Cependant, dès la fin du siècle dernier, les grandes lignes de la stratigraphie avaient déjà été établies. La terminologie des étages, utilisée dans l'exposé, correspond à celle qui était en usage lors de la date de publication.

- A. GUEBHARD, W. KILIAN (1902), développent une étude stratigraphique, paléontologique et paléogéographique du Jurassique de l'arc de Castellane, près de St-Vallier et Grasse. Sur l'Infra-lias, le Bajocien est représenté par des dépôts d'eau peu profonde, élaborés à proximité "d'un haut-fond ou d'une côte". Le régime néritique avec des sédiments riches en rhynchonelles et lamellibranches, persiste au Bathonien dont la partie inférieure est absente. Entre les calcaires calloviens et les dépôts glauconieux et à spongiaires de l'Argovien, ils remarquent au sein d'une récolte d'ammonites à cachet mésogéen, l'absence de faune représentant le Callovien supérieur et la base de l'Oxfordien. Les céphalopodes, avec prédominance de përisphinctidés, envahissent ensuite les dépôts vaseux du Jurassique supérieur, indiquant "un plus grand éloignement du rivage".

La série se complète par des calcaires à silex dont la faune indique une profondeur plus faible, des dolomies et des calcaires zoogènes qui, près de St-Vallier, passent latéralement à des calcaires lithographiques semblables aux calcaires de Solenhofen. Au sommet, des calcaires blancs représentent le Portlandien et le Berriasien.

Cette région correspond "au bord méridional d'un géosynclinal mésozoïque" où les modifications de faciès, au Jurassique, résulteraient des "moindres transgressions et régressions des eaux marines" au voisinage d'un littoral, ou d'un haut-fond, situé à l'emplacement des Maures. Il paraît difficile de présenter une étude régionale avec de meilleures descriptions des affleurements, des roches et des faunes. Elargissant le cadre de leurs observations, les auteurs font, avec prudence, des comparaisons avec des régions éloignées : Ardèche, Angleterre, ou Alpes bavaoises.

- A. LANQUINE (1929-1935) étudie l'ensemble du SE de la France, accordant plus volontiers son attention au Jurassique provençal. De nombreuses données stratigraphiques et paléontologiques le conduisent à reconstituer les déformations du bassin. A l'E de la Provence dans notre région, les lacunes importantes du Lias moyen supérieur et les faciès néritiques peu épais du Dogger, contrastent avec les dépôts liasiques plus complets et les épaisses séries marneuses du Bajocien-Callovien à l'W. Ces variations d'épaisseur et de faciès résulteraient d'un mouvement de bascule de l'E à l'W, affectant des "séries épicontinentales" déposées sur un socle peu profond, celui du Massif hercynien des Maures et de l'Esterel.

Au cours du Jurassique supérieur, la transgressivité des dépôts traduirait non plus une "oscillation" mais un "affaissement périphérique" généralisé, en bordure du massif ancien progressivement encerclé.

Entre ces deux périodes aux mouvements différents, il envisage la possibilité d'une émergence à la proximité du Massif des Maures-Esterel expliquant ainsi les lacunes observées entre les dépôts calloviens et argoviens. Cette interprétation modifie les conceptions généralement admises à l'époque, à la suite de E. HAUG, d'une lacune par érosion des dépôts de l'Oxfordien.

Dans les Alpes-Maritimes, son étude est comprise dans sa "Région Varoise Orientale" et son "Cadre Subalpin", régions séparées par la vallée du Var. Au S du Var (Région Varoise Orientale), le Rhétien avec son faciès provençal habituel de calcaires roux, marnes et lumachelle à *Avicula contorta*, est recouvert d'un Hettangien dolomitique et marneux de faciès varois, jusque dans l'arc de Nice. Sur ces dépôts très épais viennent les calcaires à silex bajociens. Cette importante lacune serait stratigraphique et non tectonique, la limite orientale des dépôts du Lias moyen-supérieur se situant près de Draguignan où l'Aalénien est encore reconnu.

Au N, dans la région du Barrot (Cadre Subalpin), les faciès du Rhétien changent, l'épaisseur diminue et la série se complète avec les dépôts fossilifères du Sinémurien, puis un ensemble stérile rapporté, à la suite de L. BERTRAND, au Lias moyen-supérieur.

L'opposition entre ces régions N et S persiste au Jurassique moyen: les faciès subalpins noirâtres et fossilifères passent au S du Var aux faciès provençaux clairs et dépourvus d'ammonites, mais riches en macrofaune benthique au Bathonien. Sur un Callovien marneux au N, représenté par des calcaires en plaquettes au S, l'Oxfordien serait présent; sous forme de marnes grises dans la région du Barrot, ou de calcaires glauconieux dans l'arc de Castellane où le Jurassique supérieur débute par les niveaux glauconieux de

l'Argovien, recouverts des calcaires lités du Séquanien-Kimmeridgien, et se termine par les dolomies et calcaires blancs du Portlandien.

Dans l'Autochtone entre Grasse et Antibes, les dolomies du Jurassique terminal recouvrent directement le Bathonien, les séries semblant très incomplètes, comme dans l'arc de Nice.

De nombreux éléments sont ainsi réunis dans les séries du SE de la France. Ce résumé ne suffit pas à traduire la richesse de l'oeuvre d'A. LANQUINE qui est encore de nos jours, une source de documentation essentielle.

- C. TEMPIER, utilisant ou complétant les données stratigraphiques de ses prédécesseurs, s'est plus attaché à l'étude des sédiments calcaires. Sur un territoire très vaste (du Rhône au Var), ses descriptions lithologiques sont nombreuses et précises. Dans sa thèse (1972), il retrace l'histoire jurassique de la Provence où il précise la définition des grandes unités paléogéographiques.

Un bassin provençal, adossé aux Maures, zone haute de faible relief sans doute émergée, s'individualise entre Marseille et Draguignan. Il est séparé du bassin dauphinois situé au N, par le haut-fond du moyen Verdon où la sédimentation est discontinue. Ce dispositif, orienté suivant des directions hercyniennes, apparaît au Lias inférieur pour s'estomper au Jurassique moyen et supérieur, avec "l'effacement" du bassin provençal.

Dans les Alpes-Maritimes, le haut-fond du Moyen Verdon s'élargit, remonte vers le NE, et pourrait se raccorder au Briançonnais en arrière du Mercantour. Sur ce haut-fond, le Jurassique moyen-supérieur recouvre le Rhétien, à l'E du Var, et des indices d'émersion apparaissent au Bathonien inférieur et moyen entre Grasse et Antibes.

En résumé, les terrains jurassiques des Alpes-Maritimes sont incomplètement étudiés : l'arc de Nice n'est pratiquement pas examiné et la région du Barrot est tout au plus utilisée comme élément de comparaison avec les faciès provençaux. Seule l'extrémité orientale de l'arc de Castellane, plus fossilifère, paraît avoir intéressé tout spécialement les géologues.

b) Les travaux sur la limite Jurassique-Crétacé

Les Alpes-Maritimes sont une région propice à l'étude de cette période, en raison de sa position en bordure du domaine alpin où la régression fini-Jurassique et la transgression crétacée peuvent être analysées sur des affleurements nombreux et de qualité.

- M. GIGNOUX et L. MORET en 1937 décrivent, pour la première fois dans la région, des dépôts de faciès comparable au Purbeckien du Jura. Ces dépôts, localisés de façon constante au sommet des calcaires blancs portlandiens, sont recouverts par le Néocomien transgressif.

- J. GOGUEL (1944) étend son étude du Crétacé inférieur au SE de la France. Au N des Alpes-Maritimes, sur le faciès tithonique, il note la superposition constante de sédiments fins, gris et fossilifères d'âge Berriasien. Vers le S, cet étage, puis le Valanginien, sont vraisemblablement inclus dans les calcaires blancs apparus au Jurassique. Au milieu de ce régime récifal de calcaires blancs, les dépôts purbeckiens décrits par GIGNOUX et MORET apparaissent comme un épisode continental. Dans l'arc de Nice, le Néocomien est réduit à quelques bancs, ou même absent, et les coupes varient si rapidement qu'aucune corrélation semble possible. Si une recherche stratigraphique peut paraître difficile dans cette région, l'auteur évoque l'intérêt d'une étude lithologique conduisant à des reconstitutions de milieu.
- P. DONZE (1958) examine les couches de passage au Crétacé dans le Jura et en bordure de la "fosse vocontienne". Son étude, stratigraphique et paléogéographique, est complétée par l'analyse des sédiments et la reconstitution des milieux de dépôt. En Provence, il définit des zones de bathymétrie décroissante du N au S, disposées en auréoles autour du massif des Maures-Estérel émergé à cette époque. Les variations de faciès s'y observent du N au S : en bordure de la "fosse" au N, la sédimentation marine à caractère pélagique apparaît continue du Berriasien au Crétacé. A l'approche des régions émergées, les dépôts sont saumâtres, avec des émerSIONS et des intercalations lacustres tout à fait au S. Mais les faciès varient aussi d'W en E : ces zones bathymétriques, largement étalées en Provence, se resserrent dans les Alpes-Maritimes où le Crétacé inférieur est extrêmement réduit. Dans l'arc de Nice, les émerSIONS, constantes au Berriasien, ont pu se manifester jusqu'à la base de l'Hauterivien sur le bord de mer actuel.
- P. COTILLON (1968) reprend l'étude du Crétacé inférieur dans l'arc de Castellane sous un aspect sédimentologique, précisant les variations de faciès observées par DONZE. Sur le toit des calcaires blancs, dont l'âge varie du Berriasien inférieur au Valanginien supérieur, les dépôts sont dans l'ensemble transgressifs, avec une succession de "flux et reflux sédimentaires", effaçant progressivement les reliefs sous-marins. Dans notre région, un de ces reliefs se situait au Mt Gourdan, formant dès le Berriasien une "cuesta" dans la "province pélagique" en bordure du domaine alpin.
- B. BEAUDOIN (1977), dans le domaine alpin, aborde cette période avec des méthodes d'analyse différentes qui montrent l'importance du matériel résédimenté. Sa localisation, le sens des courants et des glissements, lui permettent de proposer un schéma paléogéographique original. Une morphologie de rides et de sillons subméridiens, parfois entaillés de vallées sous-marines, semble responsable de la répartition d'une grande partie des sédiments dans le bassin. Sur les marges plus stables, se développent au même moment des "faciès de plate-forme" sur de vastes étendues. Ainsi, au N des Alpes-Maritimes, entre Var et Tinée, il montre l'existence d'un sillon sub-méridien dont les pentes sont à composante S. Ce "sillon du Var" plonge-

rait depuis Barcelonnette en direction de la plate-forme provençale.

La limite Jurassique-Crétacé paraît donc bien étudiée sur l'ensemble des Alpes-Maritimes, les colloques sur le Crétacé inférieur (1963) et sur la limite Jurassique-Crétacé (1973) apportant des éléments dans les régions voisines. La contribution importante de la sédimentologie conduit à la reconstitution des milieux de dépôt dans une paléogéographie que l'on voit s'animer progressivement avec la mise en place des directions structurales et des grands traits de la morphologie sous-marine.

c) Les monographies régionales et le Jurassique

Les auteurs se sont intéressés au socle, à la série Paléozoïque-Actuel, et à la tectonique, leurs observations sont pleines d'enseignements.

Région du Barrot et de l'Argentera. Les grandes unités sédimentaires ont été mises en place dès la fin du siècle dernier, à une époque où les déplacements dans ce pays de hautes montagnes étaient longs et difficiles.

- L. BERTRAND (1896), dans sa thèse sur le N des Alpes-Maritimes, décrit les étages jurassiques dans de nombreuses localités, avec faunes et lithologies. Au dessus du Sinémurien à gryphées, il note la difficulté de caractériser paléontologiquement un Lias supérieur dont il admet cependant la présence. Au cours du Dogger, un bombement près de St-Etienne-de-Tinée est le siège de dépôts réduits ou d'une lacune du Lias supérieur et du Bajocien. Les variations d'épaisseurs des marnes noires callovo-oxfordiennes et leur changement de faciès vers le S et l'E où elles sont remplacées par des calcaires grumeleux fossilifères le conduisent à proposer l'existence d'une aire synclinale à sédimentation argileuse au centre. Au Jurassique terminal, les relations entre calcaires blancs coralligènes du S et calcaires noirs vaseux de bassin du N se font par intercalations en bordure de cette aire synclinale.

- P. BORDET (1950), autour du dôme permien de Barrot, rencontre les mêmes difficultés dans le Lias. Au N, sur les calcaires à gryphées, le Lias supérieur serait représenté par des calcaires à silex. Au S, la série liasique est réduite et les étages ne sont plus identifiables. La limite Lias-Dogger correspond à la disparition des silex et l'apparition des cancellophycus. Sur le Dogger qui présente localement des surfaces glauconieuses à fossiles phosphatés, les marnes noires oxfordiennes vendraient sans discontinuité, recouvertes par des calcaires stériles du Jurassique terminal.

- A. FAURE-MURET (1955). Les séries jurassiques sont décrites sur des coupes détaillées suivant une maille serrée. Les relations entre faciès dauphinois et provençal sont pour la première fois définies. Au Lias, le type provençal s'étend sur la totalité du département, tandis qu'au Dogger, le type dauphinois envahit

le N du bassin. Le massif de l'Argentera ne semble pas influencer la sédimentation et les limites de faciès le recourent au Malm.

Cependant, le Lias supérieur n'ayant pu être mis en évidence en l'absence de faune, la limite Lias-Dogger est imprécise. L'auteur la situe à la disparition des silex ; les cancellophycus, jusqu'alors considérés comme Dogger, pourraient exister dès le Lias moyen. De même la rareté des faunes ne lui a pas permis de caractériser le Callovien, qui pourrait être représenté par un horizon à posidonomies à la base des terres noires.

- C. STURANI (1963). En Italie, au revers N de l'Argentera, le Lias appartient à la zone ultra-dauphinoise. Le Lias inférieur est seul présent, avec des lacunes. La sédimentation s'interrompt au Lias moyen-supérieur. Le Dogger, représenté par des calcaires à cancellophycus, et les terres noires callovo-oxfordiennes à intercalations microbréchiques rousses, sont de type dauphinois. La barre calcaire terminale, attribuée au Kimméridgien-Tithonique, renferme une brèche à éléments cristallins et des niveaux resédimentés.

L'Autochtone, les arcs de Castellane et de Nice.

L'attention des géologues semble, dans ces régions, se porter de préférence sur la tectonique. C'est en effet un terrain de choix : pénéplanation, volcanisme, déformations alpines et provençales, s'y observent dans des conditions favorables. Les terrains jurassiques, impliqués dans ces déformations, constituent le substratum ou l'ossature des unités chevauchantes où L. BERTRAND décrit ses "duplicatures". Dans ces travaux, les descriptions du Jurassique reprennent le plus souvent les données anciennes. Quelques auteurs ont complété ces premières recherches.

- L. GINSBURG (1960). Dans l'arc de Castellane, à l'E de Grasse, et dans l'Autochtone, l'Hettangien, dolomitique, varie rapidement d'épaisseur jusqu'à disparaître ; le Lias moyen et supérieur n'est pas représenté et le Dogger repose sur le Rhétien. Sur les calcaires et dolomies du Bajocien, des argiles bariolées continentales se déposent vers Vallauris au Bathonien ; le reste de l'étage est représenté par des calcaires, des marnes ou des dolomies à *Rhynchonella decorata*. L'Oxfordien serait incomplet, dans un Callovo-Oxfordien calcaire, recouvert par un Argovien glauconieux et fossilifère où des courants violents remanient les dépôts. Quelques ammonites permettent encore de situer le Rauracien et le Séquanien. Des calcaires massifs et des dolomies azoïques sont attribués au Kimméridgien-Portlandien. La série se termine par des calcaires blancs à lits d'argile verte et cailloux noirs de faciès purbeckien. Localisé au S de la ligne du chevauchement des Baous, le faciès purbeckien est absent au N, remplacé par des calcaires blancs d'âge crétacé. Du Lias au Crétacé inférieur, la dolomitisation paraît originelle ou, localement, liée à la tectonique.

- B. GEZE (1960-1963) décrit une succession assez comparable dans l'arc de Nice. Sur l'Hettangien marneux et dolomitique, un conglomérat marque la base du Dogger où Bajocien et Bathonien seraient représentés. Le Lias moyen et supérieur, encore reconnu près du Plan-du-Var au NW, est absent. Le Jurassique supérieur débute par des calcaires noduleux et fossilifères de l'Argovien, surmontés de calcaires lithographiques, à chailles, de dolomies et de calcaires massifs, la série se terminant par les faciès purbeckiens. Dans toute cette série, la rareté des faunes, la dolomitisation, les variations de faciès, ne permettent pas un découpage précis en étages. Dans l'arc de Nice, GEZE définit un type de nappe à enracinement frontal et évoque un raccourcissement tectonique de l'ordre de 18 km, ce qui pose le problème des reconstitutions paléogéographiques.
- E. COLOMBO (1966). Sa thèse de 3ème cycle contribue de façon décisive à la connaissance d'un point important de la stratigraphie du Jurassique dans l'arc de Nice. Entre Drap et Ste Agnès, le Bathonien supérieur recouvre le Rhétien dont les sédiments sont remaniés dans un conglomérat renfermant *Meyendorffina bathonica*. Tout le Lias et une grande partie du Dogger ne sont pas représentés. L'auteur admet aussi une lacune du Callovien, sans argument paléontologique. Il définit ensuite un Argovo-Kimméridgien, non fossilifère et dolomitique, que recouvrent les calcaires massifs à polypiers du Portlandien dont le toit est parfois érodé. Les dépôts purbeckiens colmatent ces dépressions.

Les Alpes-Maritimes franco-italiennes

- M. LANTEAUME (1968) retraçant l'évolution de cette région depuis le Permien, met en place les traits majeurs de la paléogéographie jurassique au NE du territoire que j'ai étudié. Au Lias inférieur, le domaine marin s'étend à l'E de l'arc de Nice et à la région de Tende où s'individualise "un diverticule liasique" appartenant au bassin dauphinois ou ultra-dauphinois. Le domaine briançonnais, quant à lui, est émergé. Cette émergence est générale au Lias moyen-supérieur, sans qu'il y ait eu érosion. A partir du Dogger apparaît un élément paléogéographique important, "le seuil tendasque" où l'émergence persistera jusqu'au Tithonique. Ce seuil sépare deux aires sédimentaires peu profondes qui ont pu se rejoindre vers le S où cette morphologie s'atténue. Au Jurassique terminal, la région se présente comme une plate-forme avec une sédimentation de mer ouverte, plus uniforme, mais l'emplacement du seuil reste marqué par des dépôts coralligènes.

d) Bien d'autres géologues ont parcouru les séries jurassiques des Alpes-Maritimes

- H. AMBAYRAC dans l'Autochtone, A. POTIER, E. MAURY, A. DE RIAZ et A. RIVIERE dans l'arc de Nice, ont montré l'existence de dépôts bathoniens et argoviens. Leurs observations constituent, dans les séries dolomitiques, des jalons chronostratigraphiques précieux.

- Plus récemment, ce sont les études de B. BIJU-DUVAL et C. de ROUSSET dans l'arc de Castellane, de J. VERNET dans l'arc de Nice, de G. PALAUSI dans les Iles de Lérins et de A. GUILLAUME dans le Briançonnais franco-italien. Dans la région du Barrot, J. VERNET s'intéresse aux relations socle-couverture dont J.P. BERTRAND étudie les séries liasiques d'un point de vue sédimentologique. Autour de l'Argentera, P. FALLOT, souvent associé à A. FAURE-MURET et M. LANTEAUME, décrit les dépôts jurassiques impliqués dans les déformations alpines.

Ces différentes études, à l'origine des cartes géologiques au 1/80 000 et au 1/50 000, sont précieuses pour le géologue de terrain. Elles montrent la difficulté majeure à l'étude du Jurassique des Alpes-Maritimes : l'absence ou la rareté des faunes, en particulier au S et au SE où les séries sont très tectonisées et dolomitiques. Aussi, les précisions apportées par tous ces auteurs prennent-elles un relief particulier.

3 - LES FAITS ETABLIS ET LES PROBLEMES NON ELUCIDES DANS LE JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES

a) Les faits établis

Les éléments suivants peuvent être dégagés des travaux précédents :

- La présence au SSW du massif des Maures-Estérel, souvent émergé à cette époque, et l'existence au N d'une "fosse" subsidente, constituent deux éléments essentiels dans l'architecture du bassin Jurassique du SE de la France. Le massif ancien est bordé au N par une plate-forme, séparée du domaine alpin par une ride qui se prolonge dans les Alpes-Maritimes.
- Dans cette région, les dépôts présentent des affinités avec ceux des domaines dauphinois (au N du Var) et provençal (au S du Var) pour l'essentiel du bassin, mais aussi avec ceux des domaines ultra-dauphinois et briançonnais vers l'E (Italie). Une telle diversité traduit la complexité de la structure du bassin.
- Quels sont les épisodes sédimentaires ayant marqué l'histoire jurassique des Alpes-Maritimes :

Trois temps forts se dégagent dans la sédimentation monotone du domaine provençal au S du Var : l'exondation au Lias moyen-supérieur, les lacunes résultant d'une certaine émergence à la limite Dogger-Malm, la régression fini-Jurassique marquée par des dépôts saumâtres et continentaux. Les moments clés sont plus flous au N du Var : le déplacement vers le S du faciès dauphinois au Dogger, pourrait constituer l'évènement essentiel.

- b) Les grands traits de l'histoire jurassique semblent assez fermement établis, mais les problèmes non résolus restent nombreux

La stratigraphie :

Aucune étude n'a été entreprise dans ce but. Si quelques étages sont identifiés paléontologiquement de façon certaine (Sinémurien, "Argovien"), leur épaisseur et leurs limites ne sont pas connues. Cette échelle chronostratigraphique trop imprécise a pour conséquence de compartimenter le bassin des Alpes-Maritimes en régions indépendantes ayant chacune ses propres repères que l'on peut difficilement corrélérer. Ainsi, les discontinuités de sédimentation évoquées plus haut dans le domaine provençal n'ont pas été retrouvées au N du Var. Dans cette région, le Lias moyen-supérieur n'a pas été mis en évidence, la limite du Dogger est imprécise, le Callovien mal caractérisé, et en l'absence d'éléments de datation, la sédimentation jurassique a cependant été considérée comme plutôt continue.

La contribution essentielle à l'étude de ces séries, devait donc être d'abord l'établissement d'une échelle chronostratigraphique régionale aussi fine que possible sur l'ensemble du bassin.

La paléogéographie :

Sans échelle stratigraphique détaillée, la paléogéographie n'a pu être esquissée qu'au niveau du sous-système. Les schémas paléogéographiques anciens montrent les modifications essentielles dans la répartition des faciès dauphinois et provençal, et dans leurs grandes lignes, ils ne sauraient être remis en question. Mais un tel découpage, trop large, ne peut montrer les modifications successives de façon continue tout au long du Jurassique. Il était nécessaire de préciser les schémas existants Lias, Dogger et Malm, leur substituant un ensemble de figures s'enchaînant étage après étage. La dynamique du bassin peut alors être appréhendée. Il était également indispensable, pour ces reconstitutions, de tenir compte des déplacements postérieurs au Jurassique, d'en préciser l'importance et si possible le sens.

Les déformations :

La tectonique synsédimentaire jurassique n'est pas évoquée dans les travaux antérieurs, à l'exception des études récentes sur la limite Jurassique-Crétacé. Les zones d'inégale subsidence sont cependant situées dès les premiers travaux. Recherchant des indices plus fins de déformations synsédimentaires, il a été possible de préciser le schéma structural et d'en suivre l'évolution au long du Jurassique.

L'environnement de dépôt :

Les indications sur les conditions de dépôt sont peu nombreuses, et c'est encore l'étude des couches de passage au Crétacé qui, avec l'apport de la sédimentologie moderne, sont le mieux étudiées.

Lors de l'étude des sédiments, quelques niveaux ont pu être précisés quant à leur environnement de dépôt. Ils ont été choisis à des moments importants dans la sédimentation (discontinuités, épisode régressif) ou sont prélevés à des endroits particuliers du bassin (faciès littoraux ou du large). Ils sont envisagés suivant les plus récentes interprétations qui confrontent les observations dans l'Actuel aux sédiments anciens.

Les faunes :

Certains gisements sont devenus classiques : rhynchonelles du Bathonien de Grasse (KILIAN et GUEBHARD), "Argovien" de Bezaudun (LANQUINE), présentés le plus souvent sous forme d'inventaires.

La paléontologie actuelle ouvre une voie plus originale, dépassant le cadre de la collection. Les nombreuses ammonites récoltées dans les Alpes-Maritimes ont pu être interprétées dans un contexte beaucoup plus large. Localement, une relation entre cadre structural, faciès et ammonites a pu être montrée, comme dans d'autres régions. La macrofaune benthique, essentiellement des brachiopodes, a été redéterminée, les rapports entre milieu et peuplement interprétés à la lumière des travaux les plus récents. La microfaune (les foraminifères) n'avait pas été étudiée. Aucune forme ne présente en effet d'intérêt stratigraphique, excepté *Meyendorffina bathonica*, cité dans les études récentes. Sans être très riche ni très variée, cette microfaune ne pouvait être ignorée.

En résumé, une étude de terrain approfondie était nécessaire pour l'ensemble de la série jurassique, et les éléments recueillis devaient être interprétés en fonction des conceptions modernes. Les travaux précédents reflètent un style de travail propre à leur époque, et malgré quelques imprécisions, leur contribution à la connaissance du Jurassique de notre région demeure essentielle.

4 - EXPOSE DES OBSERVATIONS

Le bassin pouvait être compartimenté, d'après les travaux antérieurs en domaine provençal au S, dauphinois au N, séparés par un domaine de transition. La lithologie justifie ce découpage, mais il repose sur une interprétation classique opposant sédimentation de "bassin" et de "plate-forme". De plus, domaines provençal et dauphinois n'ont pas la même extension au cours du Jurassique.

J'ai préféré un découpage géographique et géologique indépendant de cette interprétation, divisant les Alpes-Maritimes en cinq régions (Fig.3) où les affleurements jurassiques apparaissent regroupés (Fig.2) :

- I - Autour du massif cristallin externe de l'Argentera
- II - Autour du dôme permien du Barrot
- III - Du Var moyen aux Baous (arc de Castellane pour l'essentiel)
- IV - Des Baous aux Iles de Lérins (Autochtone)
- V - Entre la Vésubie, le littoral et l'Italie (arc de Nice)

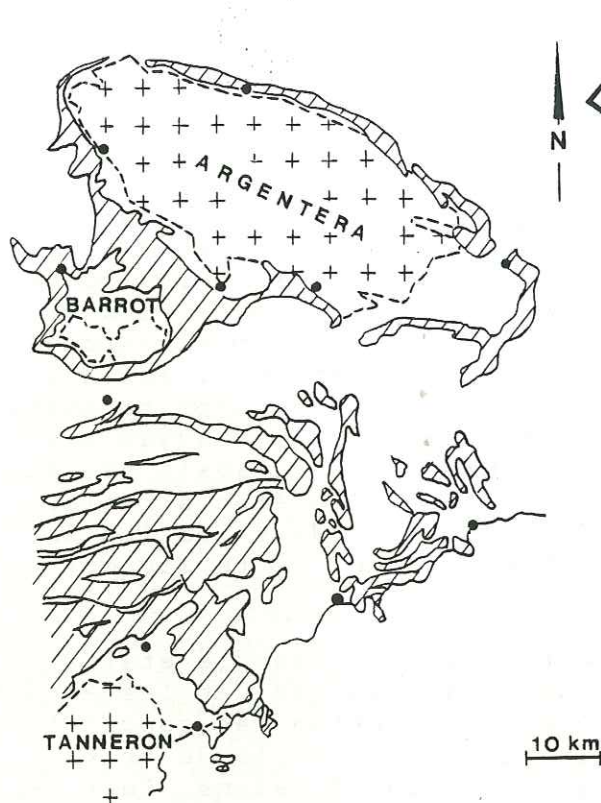


Fig. 2 - Cadre géologique et affleurements jurassiques (d'après carte géologique au 1/1 000 000)

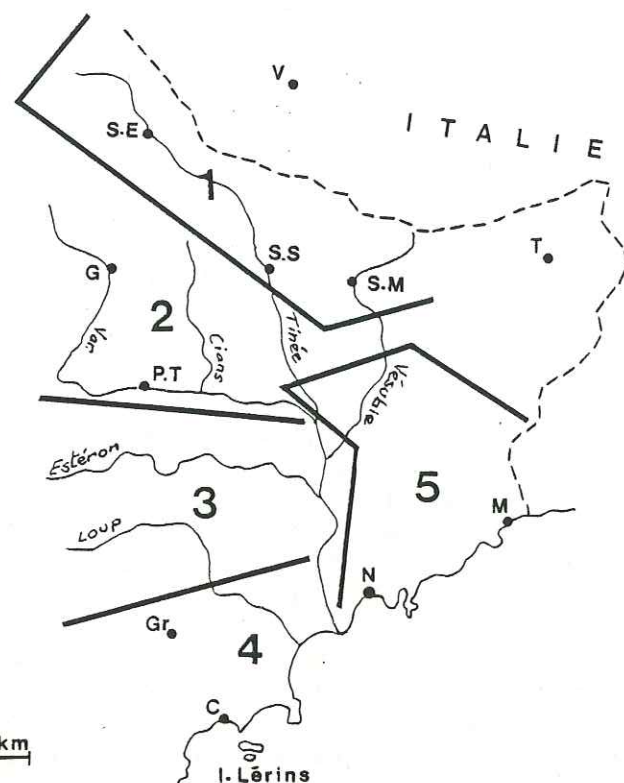


Fig. 3 - Cadre géographique et découpage régional :
1 bordure S de l'Argentera, 2 Barrot, 3 arc de Castellane, 4 Autochtone, 5 arc de Nice (C Cannes, G Guillaumes, Gr Grasse, M Menton, N Nice, Pt Puget-Théniers, S.E St Etienne-de-Tinée, S.M St Martin-Vésubie, S.S St Sauveur-de-Tinée, T Tende, V Vinadio)

- Dans chaque région, après la description des profils, l'ensemble des observations est résumé et interprété, puis comparé aux faits établis dans les régions voisines. Une ébauche paléogéographique est ensuite proposée.

- Pour plusieurs régions, la chronostratigraphie est résumée, une évolution de la sédimentation proposée et quelques observations sur les faunes rassemblées. Les grands domaines de dépôt sont mis en place, puis intégrés au contexte du SE de la France. Leur évolution au cours des différents étages permet de dégager les épisodes de déformation et d'esquisser la structure du tréfonds.
- Du N au S des Alpes-Maritimes, le schéma paléogéographique et paléostructural se précise peu à peu d'une région à l'autre.
- Les éléments réunis lors de cette reconstitution permettent ensuite d'interpréter, par comparaison, les séries de l'arc de Nice qui font l'objet d'une étude particulière.
- Dans les conclusions générales, l'histoire jurassique du bassin est retracée étage par étage sous la forme de cartes de faciès et de schémas paléogéographiques. Les grands traits de l'organisation paléogéographique, l'influence du contrôle tectonique et les déplacements post-jurassiques sont ensuite analysés.

5 - METHODES DE TRAVAIL

a) Sur le terrain

- Cartes géologiques couvrant le territoire étudié :
1/80 000 : St Martin-Vésubie, Nice Pont-St-Louis, Antibes
1/50 000 : Grasse-Cannes, St Martin-Vésubie-le Boréon, Menton-Nice, Roquestéron, St Etienne-de-Tinée, Puget-Théniers.
- Lever de coupes : les coupes citées dans la bibliographie ont été revues; les levés ont ensuite été resserrés, les séries étant pauvres en fossiles. Ce grand nombre de profils permet de retrouver les différents étages en notant au plus près les variations d'épaisseur et de faciès.

Dans les régions dolomitisées, où les faunes sont rares, une coupe isolée ne peut être interprétée. En revanche, un ensemble de profils permet de localiser un gradient de dolomitisation, et de situer géographiquement les profils plus favorables à la recherche des faunes. Il est ensuite nécessaire de retrouver quelques uns des jalons datés dans les séries plus dolomitisées.

La terminologie utilisée dans les descriptions reflète la caractéristique évidente sur le terrain.

- Echantillonnage lithologique : l'étude d'un système sur un territoire assez vaste se présente comme un travail de reconnaissance d'où se dégagent quelques problèmes particuliers. Deux types d'échantillonnage ont donc été réalisés : des prélèvements représentatifs d'une lithologie dominante - des échantillons prélevés systématiquement pour préciser la sédimentation ou pour établir des repères en l'absence de macro-faune permettant de dater.

- Faunes : les fossiles ont été recherchés banc par banc pour quelques problèmes bien définis après une reconnaissance déjà détaillée de l'ensemble des séries. Les récoltes sont essentiellement constituées d'ammonites (env. 5 000) et de brachiopodes (près de 1 000) ; les autres faunes, peu représentées ou sans intérêt stratigraphique, sont citées mais n'ont pas été étudiées.

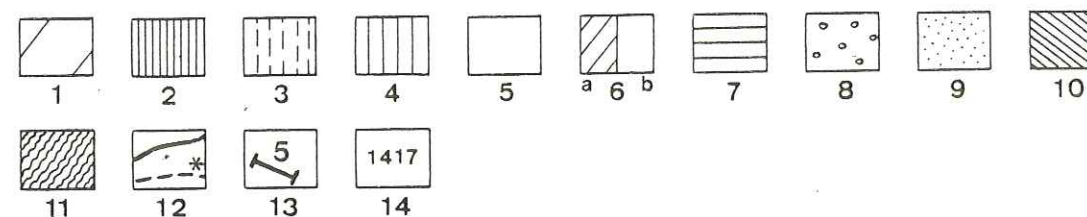
L'échelle chronostratigraphique utilisée est décrite dans "Les zones du Jurassique en France" au C.R. som. Soc. géol. Fr., fasc. 6, p76, de 1971.

b) Au laboratoire

- Les échantillons calcaires, examinés en lames minces, sont décrits suivant une terminologie empruntée à R.L. FOLK (1961) pour le liant, à B.H. PURSER (1980) et P. RAT (inédit) pour les éléments figurés, et à R.J. DUNHAM (1962) pour l'énergie du milieu de dépôt.
- Les dolomies demandent une étude approfondie et quelques sections suffisent à entrevoir la complexité de ces roches ; je n'ai pas entrepris, même superficiellement, leur étude, me limitant aux observations de terrain.
- Les lavages de marnes ont livré une microfaune très pauvre dont les rares formes à valeur chronostratigraphique ne font que confirmer les datations établies par la macrofaune ou le microfaciès.

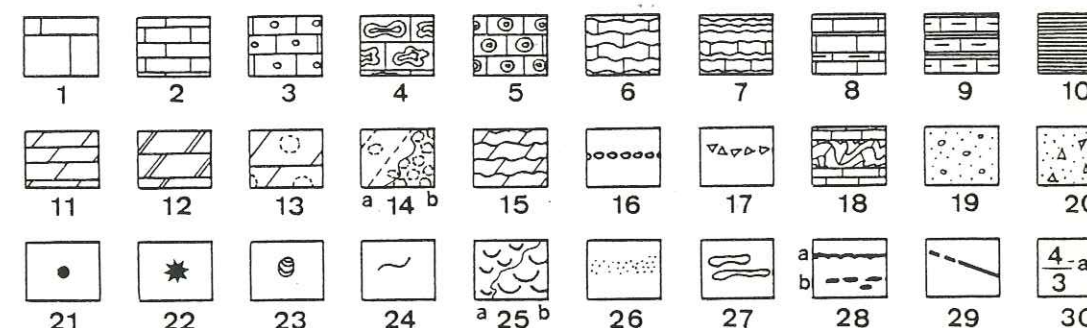
LEGENDES

PLANS DE SITUATION



- 1 Socle cristallin - 2 Carbonifère - 3 Permien
4 Trias - 5 Jurassique - 6a. Dogger, b. Malm (fig.91 à 117) - 7 Crétacé - 8 Tertiaire - 9 Quaternaire -
10 Unités briançonnaises - 11 Terrains broyés -
12 Failles et chevauchements (* masqués) - 13 Profil étudié - 14 Altitude en mètres

COUPES



- 1 Calcaires en bancs massifs - 2 Calcaires en petits bancs
3 Calcaires bioclastiques - 4 Calcaires à oncolithes -
5 Calcaires à oolithes - 6 Calcaires rognoneux - 7 Calcaires et argilo-calcaires grumeleux - 8 Calcaires et argilo-calcaires
9 Argilo-calcaires et marnes - 10 Marnes - 11 Dolomies litées -
12 Dolomies en parallélipèdes - 13 Dolomies saccharoïdes -
14 a. Dolomies blanches saccharoïdes, b. Faciès grossier des dolomies blanches - 15 Dolomies rognoneuses - 16 Conglomérats -
17 Brèches - 18 Faisceaux contournés - 19 Molasses, argiles... (Tertiaire) - 20 Eboulis - 21 Faunes caractéristiques - 22 Poly-
piers - 23 Posidonomyes - 24 Cancelllophycus - 25a. Petites gryphées, b. Grandes gryphées - 26 Glauconie - 27 Accident siliceux
28a. Croûte ferrugineuse, b. Nodules ferrugineux - 29 Contact anormal - 30 Unités correspondant aux descriptions.

COUPES ET PAYSAGES

- t Tertiaire (m Miocène, P Pliocène) - c Crétacé- p "Purbeckien"
M Malm - D Dogger - L Lias - T Trias - tn Terres noires -
Jt Jurassique terminal
Eb Eboulis
i inférieur - m moyen - s supérieur

CHAPITRE I

LA STRUCTURE DE LA TINEE (bordure méridionale de l'Argentera)

Durant la plus grande partie du Jurassique, la région se comporte comme une zone haute : la structure de la Tinée.

- . Au Lias, la profondeur y est faible et des émergences s'y produisent à des moments différents. Les dépôts, carbonatés, sont réduits et très incomplets après l'Hettangien.
- . Durant le Dogger, la structure haute est progressivement ennoyée par des sédiments argilo-calcaires. Le contrôle tectonique s'exprime par une subsidence différentielle entre le Lias moyen et le Bathonien supérieur ; les zones hautes aux séries incomplètes sont moins étendues qu'au Lias ; la profondeur pourrait être plus importante.
- . Au Malm, l'approfondissement semble général. Le substratum tend à s'enfoncer dans son ensemble. Entre le Callovien et l'Oxfordien cependant, une subsidence différentielle se manifeste à nouveau avec une aire modérément affaissée au NW (dépôt continu de terres noires) et une aire stable au SE (dépôt discontinu de calcaires).

SOMMAIRE

1-Du col de Pourriac à St-Etienne-de-Tinée	31
a - Le col de Pourriac	32
b - Vallon de Demandols	34
c - Entre ces deux profils	35
d - Principaux résultats	38
e - Interprétation de la série entre Pourriac et St-Etienne-de-Tinée	39
f - Conclusions	40
2-De St-Etienne-de-Tinée à Roya	40
a - Une série épaisse	41
b - Une série peu épaisse	43
c - Une série réduite	44
d - Les rapports entre ces trois types de séries	46
e - Les autres coupes dans la région d'Auron	47
f - Principaux résultats	49
g - Interprétation de la série entre St-Etienne-de-Tinée et Roya	49
h - Conclusions	51
3-De Roya à Vignols	51
a - L'écaille intercutanée de Roya	53
b - L'autochtone de Vignols	55
c - Principaux résultats	57
d - Interprétation de la série entre Roya et Vignols ..	58
e - Conclusions	59
4-De St-Sauveur-sur-Tinée à St-Martin-Vésubie	59
a - La série peu épaisse de Rimplas	60
b - Les autres profils dans la région de Rimplas	62
c - La série épaisse de Venanson	63
d - Les autres profils dans la région de Venanson	64
e - Relation entre les deux régions	65
f - Principaux résultats	67
g - Interprétation de la série entre St-Sauveur et St-Martin-Vésubie	67
h - Conclusions	69
5-Conclusions : le bassin jurassique dans la région de l'Argentera	70
a - Le bassin est différencié dès le Lias inférieur ...	70
b - Le dispositif s'accentue entre Lias et Dogger	70
c - Le dispositif, ennoyé, est toujours actif au Dogger	71
d - Le dispositif s'atténue puis disparaît au Jurassique supérieur	72

Les affleurements forment une bande étroite et pratiquement continue autour du massif cristallin. Le versant italien entre le col de Pourriac et Vinadio a été étudié par C. STURANI, P. FALLOT, A. FAURE-MURET et M. LANTEAUME décrivant les séries fermant cette auréole au SE du massif près de Tende.

J'ai limité mon travail au versant français de l'Argentera, entre le col de Pourriac à la pointe NE du massif, et St-Martin-Vésubie au S. Les terrains jurassiques appartiennent à la couverture sédimentaire décollée au niveau du Trias. Suivant les auteurs, cette couverture a peu glissé (J. VERNET 1958) ou est très déplacée (P. FALLOT et A. FAURE-MURET 1949). Il est possible d'y lever des coupes stratigraphiques continues.

1 - DU COL DE POURRIAC A ST ETIENNE-DE-TINEE (Fig.4)

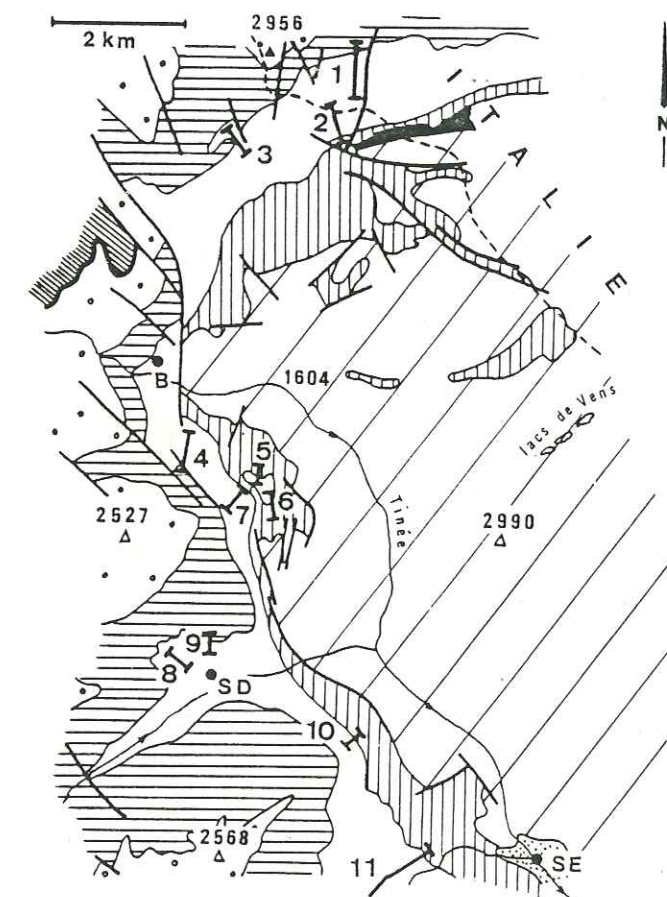


Fig.4 - Situation géologique (d'après carte 1/80000) et localisation des profils entre Pourriac et Demandols 1 Bassa di Colombart (Italie), 2 Col de Pourriac, 3 Pas de la Cavale, 4 Bousiéyas (rocher du Prêtre), 5-6 Las Planas (Tête de Vinaigre), 7 Col de la Colombière, 8 St Dalmas-le-Selvage, 9 Rocher de Junis, 10 Col d'Anelle, 11 Vallon de Demandols - B Bousiéyas, SD St-Dalmas-le-Selvage, SE St-Etienne-de-Tinée.

a) Le col de Pourriac (Fig.5)

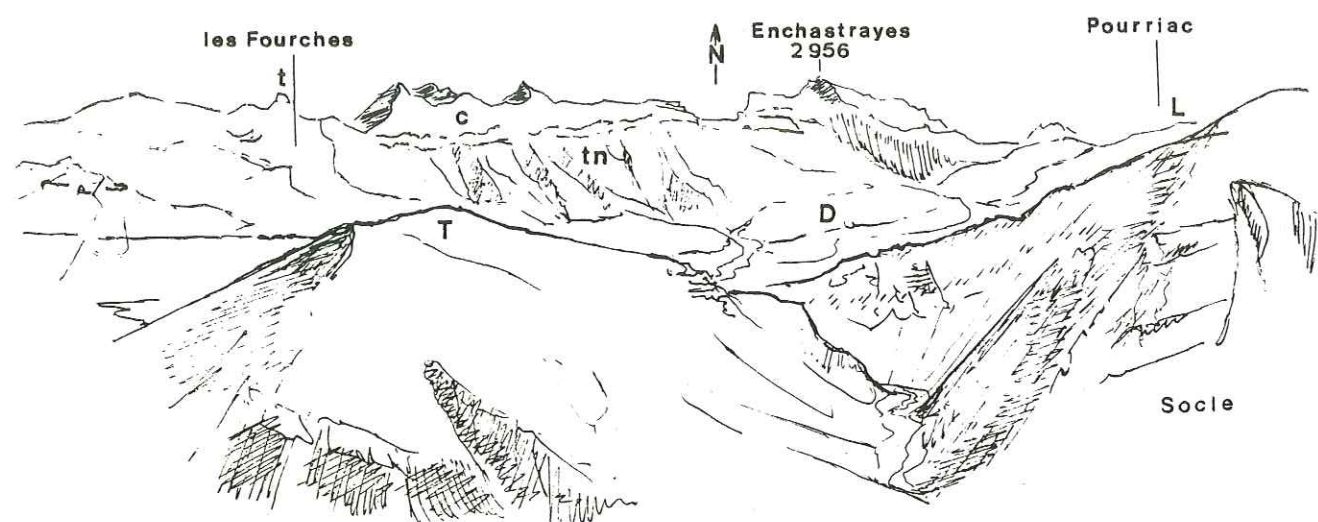


Fig.5 - La morphologie jurassique à l'extrémité NE du massif de l'Argentera (L Ressaut du Lias - D Barre du Dogger - tn Terres noires et corniche terminale Jurassique supérieure - t Tertiaire, c Crétacé - T Trias - S Socle)

Le profil se situe sur la butte à l'E du col ; le contact Jurassique-Trias est tectonisé. Trois unités peuvent être reconnues dans la morphologie :

. Une corniche calcaire

- 1 - Calcaires assez massifs, fins à patine gris clair, présentant des chailles au sommet (15 m).
- 2 - Calcaires à grains fins, bioclastiques, à patine gris foncé (5 m). Bancs à surfaces planes ou ondulées recouvertes d'un enduit plus argileux beige, massifs ou en plaquettes, séparés par des interbancs marneux beiges disparaissant au sommet où la surface des bancs est discrètement ferruginisée. Lamellibranches (*Gryphaea arcuata*), encrines et ammonites (*Coroniceras* sp.).
- 3 - Calcaires à entroques roussâtres (1,5 m), en corniche à débit rognoneux : bancs à surfaces ondulées renfermant des silifications ramifiées et des nodules ferruginisés. Bélemnites et ammonites (*Phylloceras* sp., *Arietites* sp., *Charmasseiceras* sp., *Arnioceras* sp., *Arnioceras miserabile*). Le toit est occupé par une surface ferruginisée.
- 4 - Calcaires à grains fins (1,2 m), lités (accumulation de débris d'échinodermes et d'argiles), à interbancs marneux. La faune est rare (*Coroniceras* sp., *Lytoceras* sp.). Les derniers bancs (micrites à entroques) sont plus massifs et terminés par une surface ondulée, ferruginisée, recouverte de stromatolithes de quelques centimètres.

La première unité est datée du Sinémurien inférieur, zones à

Bucklandi (?) et *Semicostatum* ; la base, en l'absence de faune, est attribuée à l'Hettangien.

. Une barre de calcaires et de calcaires feuilletés, continue entre le col des Fourches et le col de Pourriac

- 5 - Marnes blanchâtres se débitant en fines plaquettes à passées grumeleuses (10 m). A la base, nodules ferrugineux, bélemnites, articles et tiges d'encrines, petits lamellibranches et ammonites (*Phylloceras* sp., *Pleydelia* sp.). Dans leur partie médiane, les marnes ont livré *Eudmetoceras* ou *Parammatoceras* sp.
- 6 - Calcaires roux (micrite ferruginisée à spicules de spongiaires se débitant) en plaques centimétriques (0,5 à 1 m).
- 7 - Calcaires gris (80 m). Interbancs feuilletés et marneux développés à la base (20 m), puis calcaires à grains fins à cancellophycus (60 m) affleurant en dalles sur le revers italien du col de Pourriac.

La seconde unité est toarcienne à la base, puis aalénienne, les calcaires à cancellophycus représentant une partie du Dogger par comparaison avec les profils voisins.

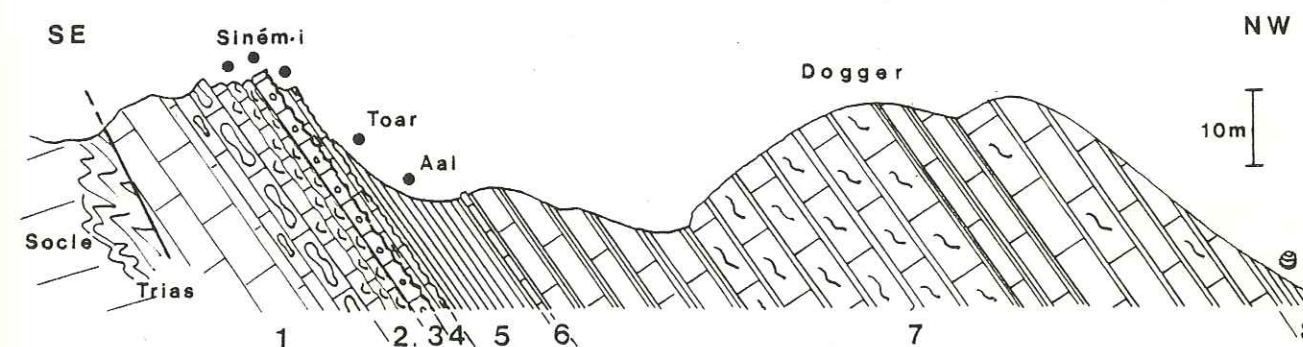
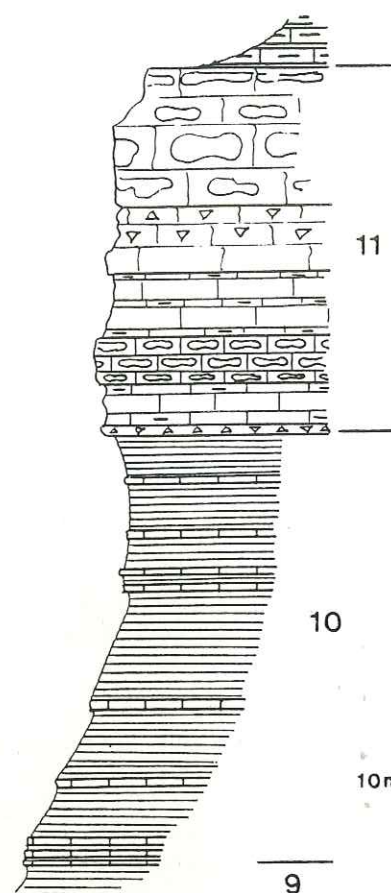


Fig.6 - Série du col de Pourriac

. La dépression des terres noires et la corniche du Jurassique terminal (la Bassa di Colombart en Italie)

- 8 - Marnes beiges (15 à 20 m), à plaquettes de calcaires gris, à posidonomyes abondantes et de grande taille.
- 9 - Marnes noires (250 à 300 m), à rares bancs calcaires et calcaires argileux en plaquettes.
- 10 - Marnes noires à bancs roux (60 m), souvent ferruginisés, isolés ou groupés en petites corniches où les faciès sont très grossiers à la base et fins au sommet.
- 11 - Calcaires en bancs minces (50 m) puis massif en corniche. Intercalations bréchiques, dès la base, dont les éléments plus sombres sont granoclassés (décroissants) et stratifiés. Chailles, plus nombreuses au sommet, où elles forment de grandes flaques.



Les marnes noires, stériles, sont rapportées au Callovo-Oxfordien, et couronnées par la corniche du Jurassique terminal.

Fig.7 - Sommet des terres noires et corniche du Jurassique terminal (la Bassa di Colombart, Italie)

b) Vallon de Demandols

Les trois unités de Pourriac sont encore reconnaissables dans la morphologie.

. La corniche du "Lias"

- 1 - Calcaires à grains fins à chailles (mudstones dolomitiques) à interbancs riches en débris biologiques (10-15 m).
- 2 - Calcaires à patine gris roussâtre, débit en rognons souvent ferruginisés, interbancs argileux développés à la base (15 m). Wackestones et packstones riches en entroques, lamellibranches (*Gryphaea arcuata* var. *rhodanensis* plus nombreuses au sommet), gastropodes, foraminifères (nodosariidés) et ammonites (*Arnioceras* et *Coroniceras* sp.).
- 3 - Calcaires roux (1,5 m) en corniche au toit mamelonné, ferruginisé et encroûté par les débris noirâtres d'un tapis stromatolithique (?). Mince (0,1 à 0,2 m) en bordure du D139, l'encroûtement est développé (0,5 à 1 m) dans le ravin en contrebas, et enrobe des ammonites cassées et roulées (*Pararnioceras* et *Euagassiceras* sp.). Cette unité a le même âge qu'au col de Pourriac, Sinémurien inférieur, zone à *Semicostatum*.

. La barre du Dogger

- 4 - Calcaires argileux jaunâtres à bélemnites, micrites à filaments et spicules de spongiaires (2 m).
- 5 - Calcaires argileux verdâtres, à nodules ferrugineux (6 à 8 m).
- 6 - Calcaires gris à *cancellophycus* (80 m), en gros bancs séparés par des interbancs marneux et terminés par un ressaut plus massif. A la base, *Garantiana* sp.
- 7 - Calcaires parfois grumeleux et calcaires argileux gris (40 m) à patine rouille, nodules et faunes (?) pyriteux, et ammonites (*Wagnericeras* ou *Procerozigzag* sp.).

Les niveaux inférieurs (4-5) sont d'âge inconnu, les calcaires à *cancellophycus* (6) sont datés du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, recouverts par les assises à nodules pyriteux (7) du Bathonien inférieur à moyen. La barre représente une partie seulement du Dogger.

. Les terres noires et la corniche terminale

- 8 - Dans les terres noires (200 à 300 m) s'intercalent à la partie supérieure quelques bancs de calcaires roux graveleux et un niveau de calcaire pyriteux au sommet. Les empreintes d'ammonites, très déformées, ne sont pas rares mais pour la plupart indéterminables. Au-dessus du niveau pyriteux et au pied de la corniche terminale, certaines formes rappellent des përisphinctidés de l'Oxfordien moyen.
- 9 - La corniche calcaire débute par un ensemble de calcaires lités à interbancs marneux (30 m) et rares përisphinctidés de l'Oxfordien supérieur (?), puis une barre (70 m) de calcaires massifs à stratification plane, ou en faisceaux contournés, et de calcaires à chailles surtout développés au sommet sous les calcaires argileux du Crétacé inférieur.

Les terres noires représentent une partie du Dogger et la base du Malm, la corniche terminale est oxfordienne à la base.

c) Entre ces deux profils

. La corniche "liasique"

La base de la série et son contact avec le Trias à la Tête de Vinaigre (2394 m), au N du fortin de Las Planas :

Sur les schistes rouge violacé à bancs dolomitiques verdâtres terminés par des marnes beiges à bancs calcaires schisteux rouilles (sommet du Trias ?), un ensemble à patine gris clair représente la première unité Jurassique :

- 1 - Calcaires gris jaunâtres, mudstones à laminites (0,5 m)
- 2 - Calcaires dolomitiques roux, en plaquettes, packstones à entroques ferruginisées (0,5 m).

- 3 - Calcaires fins à chailles, puis calcaires à gryphées (15-20 m).
- 4 - Calcaires gris fins et calcaires gris roux bioclastiques à *Arietites* sp. (10 à 12 m) et *Gryphaea arcuata*. Les couches à lamellibranches développées au col d'Anelle (5 à 10 m) sont réduites à la Tête de Vinaigre (2 à 3 m).
- 5 - Calcaires fins à entroques (petite corniche de 1 à 2 m), spicules de spongiaires et chailles (col d'Anelle).

Entre Pourriac et Demandols (Fig.8), les calcaires à chailles sont partout présents, les couches à gryphées ont un développement variable dans des faciès différents (calcaires roux bioclastiques seuls ou mêlés à des calcaires fins à débit plus feuilleté).

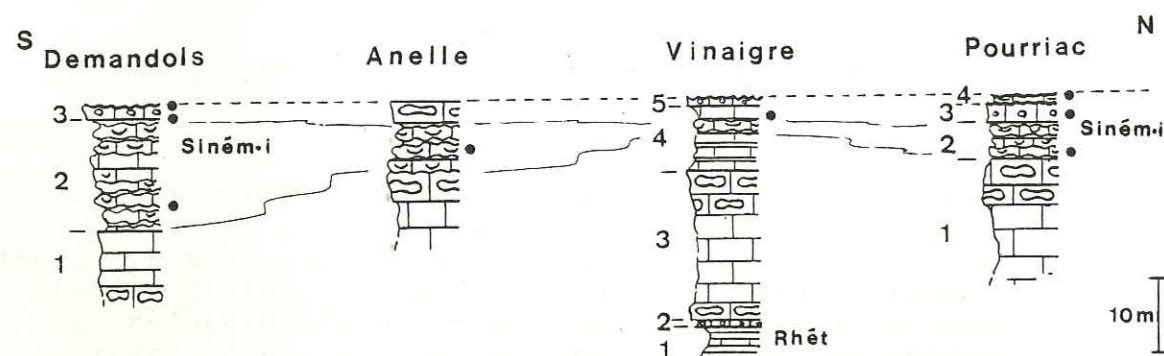


Fig.8 - La corniche "liasique" entre Pourriac et Demandols (situation des profils sur la Fig.4)

. La barre du "Dogger"

- 6 - Entre le col de la Colombière et la Tête de Vinaigre : sur des marnes (8 à 10 m) à spicules de spongiaires rappelant celles de Pourriac, la barre est constituée de calcaires massifs à cancellophycus (60 à 70 m) à faune rare (*Parkinsonia* ?), couronnés par des calcaires et calcaires argileux (20 m) à nodules ferrugineux, *Lytoceras tripartitum* et *Phylloceras* sp.
- 7 - Au col d'Anelle : à la base, calcaires argileux gris beige à spicules de spongiaires (10 à 15 m), puis calcaires à cancellophycus (20 à 25 m), et au sommet calcaires plus argileux (20 à 30 m) à ammonites (périsphinctidés, oppelidés, *Phylloceras* sp. et *Lytoceras tripartitum*).

Les marnes à la partie inférieure de la barre affleurent entre Pourriac et St Dalmas-le-Selvage, des calcaires argileux occupant leur position dans la série en direction de Demandols. Les calcaires à cancellophycus, d'épaisseur variable (une partie du Bajocien), sont recouverts par des calcaires plus argileux (Bathonien inférieur) entre Deman-

dols et Bousiéyas (Fig.9).

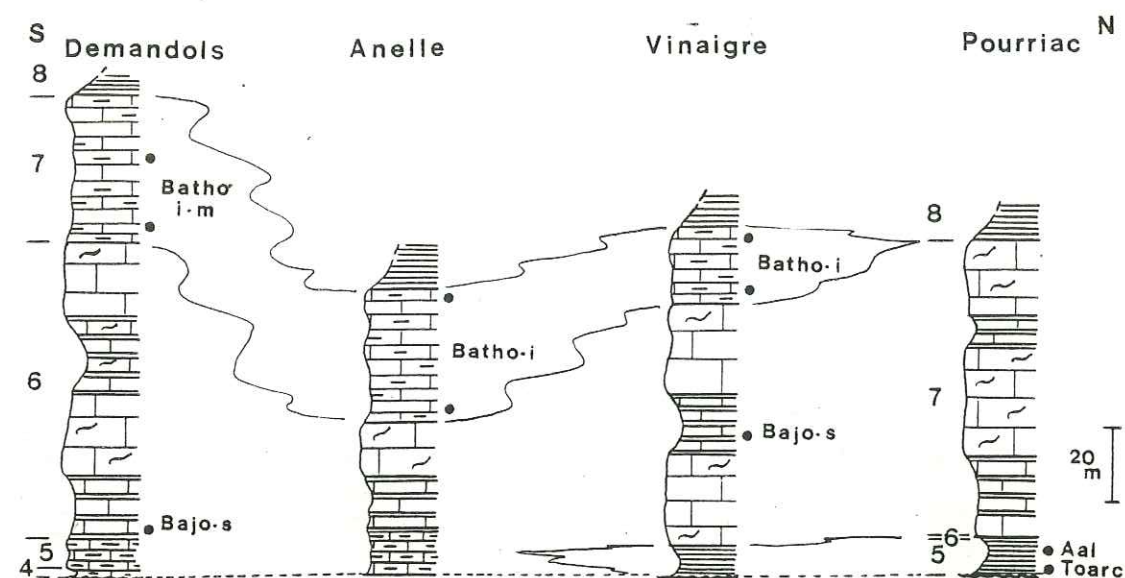


Fig.9 - La barre du "Dogger" de Pourriac à Demandols

. Les terres noires et la corniche terminale

- 8 - En contact par faille avec le socle (Bousiéyas) ou la barre du Dogger (col de la Colombière, St Dalmas), les terres noires ne présentent pas de coupe complète. La partie supérieure des marnes (100 à 150 m), avec quelques bancs de calcaires roux, a livré de rares empreintes d'ammonites (périsphinctidés de l'Oxfordien inférieur ?). Au sommet, sur un niveau pyriteux, les marnes (20 m) à ammonites très déformées (Oxfordien moyen ?) se terminent par des marnes blanchâtres à rognons calcaires. Ce niveau constitue un abri sous roche à St Dalmas (rocher de Junis) et Bousiéyas (rocher du Prêtre).
- 9 - A la partie inférieure de la corniche terminale, les calcaires lités présentent des interbancs argileux (20 m) et des chailles à l'extrême base (St Dalmas). Au-dessus, calcaires massifs plutôt fins (50 m) avec des chailles localisées au sommet (St Dalmas), ou très graveleux avec des accidents siliceux sur toute l'épaisseur (80 m à Bousiéyas).

Entre Pourriac et Demandols, une partie des marnes noires pourrait représenter l'Oxfordien inférieur. Les bancs calcaires roux à la partie supérieure de ces marnes disparaissent progressivement en direction de Demandols, tandis qu'un niveau rognoneux (Oxfordien moyen ?) s'individualise au sommet. Des calcaires à chailles sont plus ou

moins développés dans la corniche terminale qui présente localement des faciès plus grossiers.

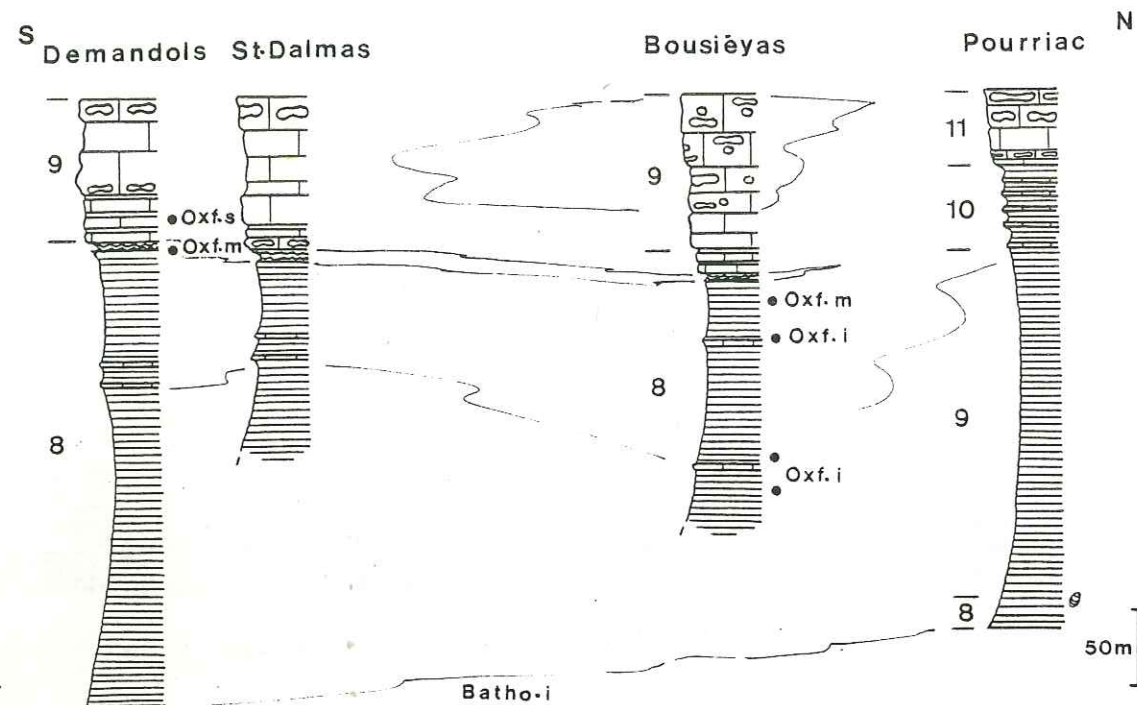


Fig.10 - Les terres noires et la corniche terminale entre Pourriac et Demandols

d) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche "liasique" : Hettangien (?) - Sinémurien inférieur, zone à Semicostatum.
- Surface ferruginisée et encroûtée : Lotharingien - Toarcien.
- Barre "Dogger" : Toarcien - Bajocien supérieur (C. STURANI) à Pourriac, Bajocien supérieur (?) - Bathonien à Demandols.
- Terres noires : Bathonien inférieur (?) - Oxfordien moyen (C. STURANI) à Pourriac, Callovien (?) - Oxfordien moyen à Demandols.
- Essentiel de la formation : Callovien - Oxfordien inférieur.
- Corniche terminale : Oxfordien supérieur - Tithonique supérieur (C. STURANI) et Berriasien (B. BEAUDOIN).
- Resédimentations à partir du Kimméridgien (B. BEAUDOIN), intercalations bréchiques à éléments cristallins à Pourriac et en Italie (C. STURANI).

Les types de formations :

- Des formations carbonatées peu épaisses ayant partout sensiblement le même âge (corniches du Lias et du Jurassique terminal).
- Des formations argilo-calcaires ou argileuses épaisses dont l'âge varie suivant les points du bassin (barre du Dogger et terres noires).

Deux événements essentiels caractérisent la sédimentation :

- Un arrêt des dépôts (Lotharingien-Toarcien), matérialisé par une surface ferrugineuse encroûtée, au sein d'un ensemble carbonaté (Lias-Dogger).
- Un recouvrement progressif des sédiments calcaires par les terres noires (Jurassique supérieur).

e) Interprétation de la série entre Pourriac et St Etienne-de-Tinée

La discontinuité de sédimentation dans l'ensemble carbonaté

- Des vasières peu profondes, aux eaux modérément agitées sur le fond (surfaces des bancs ondulées) et ouvertes sur le large (ammonites), sont occupées par des gryphées. Les conditions de vie semblent moins favorables à ces lamelli-branches en direction de Pourriac où les dépôts, plus argileux et feuilletés, pourraient résulter d'une décantation en eaux calmes, abritées ou plus profondes. Ce premier épisode carbonaté s'achève au Sinémurien inférieur.
- Sur ces calcaires, un encroûtement ferrugineux et stromatolithique, se développe avec des faciès différents :
 - A Pourriac, c'est un tapis aux laminations régulières qui s'installe sur des calcaires plutôt fins. Les eaux sont peu agitées avant et pendant l'arrêt des dépôts en domaine infralittoral.
 - A Demandols, la croûte stromatolithique est fragmentée, mêlée à des faunes du substratum remanié. L'encroûtement est démantelé par des eaux plus agitées pendant l'arrêt de sédimentation en domaine intertidal.
- Au-dessus, des sédiments élaborés en eaux plus profondes et plus calmes (spongiaires, filaments) présentent en direction de Pourriac des faciès plus argileux (Toarcien-Aalénien). Ce second épisode carbonaté ne dépasse pas le Bathonien inférieur à moyen (Demandols), ou le Bajocien supérieur (Pourriac).

Les apports détritiques envahissent la région

- L'envoyage des calcaires précédents est progressif, du N au S : directement sur les calcaires à cancellophycus (Bajocien supérieur) à Pourriac, les terres noires recouvrent des calcaires argileux (Bathonien inférieur) à Anelle, puis des calcaires à nodules pyriteux (Bathonien inférieur à moyen) à Demandols.
- La sédimentation argileuse, monotone, est générale (à partir du Bathonien-Callovien ?) et persiste (une grande partie de l'Oxfordien).
- A la fin de cet épisode détritique (Oxfordien moyen), des intercalations microbréchiques traduiraient l'existence de pentes près de Pourriac. Au même moment, des calcaires grumeleux se déposent à Demandols.

. L'apport argileux, peu à peu tari (Oxfordien supérieur), disparaît, tandis que s'élaborent des vases calcaires de faciès variés, avec des accidents siliceux et des niveaux resédimentés (Kimméridgien à Tithonique) près de Pourriac.

f) Conclusions

Un fait important se dégage dès à présent : l'uniformisation des faciès au Jurassique supérieur, fossilisant un bassin liasique aux dépôts différenciés. Le Dogger apparaît alors comme la période clé. Les premières discontinuités de sédimentation se manifestent dès le Lias inférieur, et c'est au cours de la période Lias moyen-Dogger qu'ont dû se produire d'importantes modifications du dispositif sédimentaire.

2 - DE ST-ETIENNE-DE-TINEE A ROYA

Dans la région d'Auron, une tectonique récente assez vigoureuse complique les relations entre les affleurements.

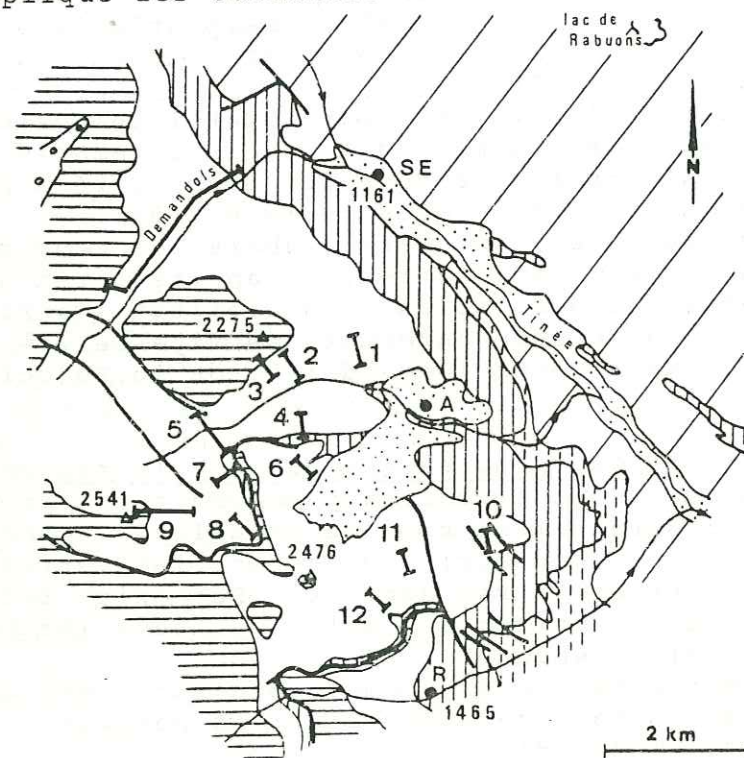


Fig.11 - Situation géologique et localisation des profils dans la région d'Auron : A Auron - R Roya - S.E St Etienne-de-Tinée - 1 Puy d'Auron - 2-3 La Berche - 4 Castellar - 5 col de Bouchiet - 6 Nabines - 7 Ciavalet - 8 SE Ciavalet - 9 Riounet, col du Ciavalet - 10 Blainon - 11 Colombier - 12 Roya Nord

Trois types de séries, épaisse, peu épaisse et réduite peuvent être reconnus.

a) Une série épaisse

. Le col de Bouchiet
La corniche "liasique"

- 1 - Calcaires à chailles (10 m).
- 2 - Calcaires crinoïdiens (10 à 15 m) à *Gryphaea arcuata* plus nombreuses au sommet, *Spiriferina walcotti*, *Chlamys textorius* SCHL. et ammonites (*Arnioceras* et *Pararnioceras* sp.)
- 3 - Calcaires roux bioclastiques (2 m), en corniche, renfermant *Arnioceras* sp. et des débris noirâtres (stromatolithes ?). Au toit, les faunes déposées à plat sont tronquées par la surface.

L'essentiel de la corniche est attribué au Sinémurien inférieur, zone à *Semicostatum*.

La barre du "Dogger"

- 4 - Calcaires argileux gris (1 m) à *Graphoceras* sp. Le toit est encroûté de fragments noirâtres, de galets, de Bélemnites et d'ammonites cassées (*Graphoceras decorum*, *Haplopleuroceras subspinatum* et *Sonninia* cf. *parvicostata* BUCK.).
- 5 - Calcaires gris (30 à 35 m) en bancs massifs avec des inter-bancs marneux feuilletés ; à la base, *Garantiana* sp. et dans la partie médiane *Parkinsonia subarictis*.
- 6 - Calcaires plus grumeleux (30 m) avec des faunes abondantes (*Lytoceras tripartitum*, *Procerites* sp.).
- 7 - Calcaires gris beige et calcaires argileux en gros bancs feuilletés (environ 70 m), à patine parfois rougeâtre, avec au sommet des plaquettes de calcaires bioclastiques, des aptychus et ammonites (*Phylloceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Peltoceras* sp.).

Les calcaires gris à l'extrême base (4) représentent l'Aalénien supérieur (zone à *Concavum*) avec au toit quelques faunes du Bajocien inférieur (zone à *Sowerbyi*, sous-zone à *Discites*). La barre est ensuite constituée par les dépôts (5) du Bajocien supérieur (zone à *Garantiana*), (6) du Bathonien inférieur et (7) du Callovien supérieur.

. La Berche

Les terres noires et la corniche terminale (Fig.12)

- 8 - Marnes noires (120 m), à nodules calcaires ou pyriteux, avec à la base *Phylloceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Peltoceras* sp. et *Quenstedtoceras* sp. Calcaires à bélemnites, lamellibranches et petits galets noirs (2 à 3 cm) au sommet.
- 9 - Marnes noires à rares bancs de calcaires roux (80 m). A l'extrême base, *Cardioceras densiplicatum*, puis *Phyllo-*

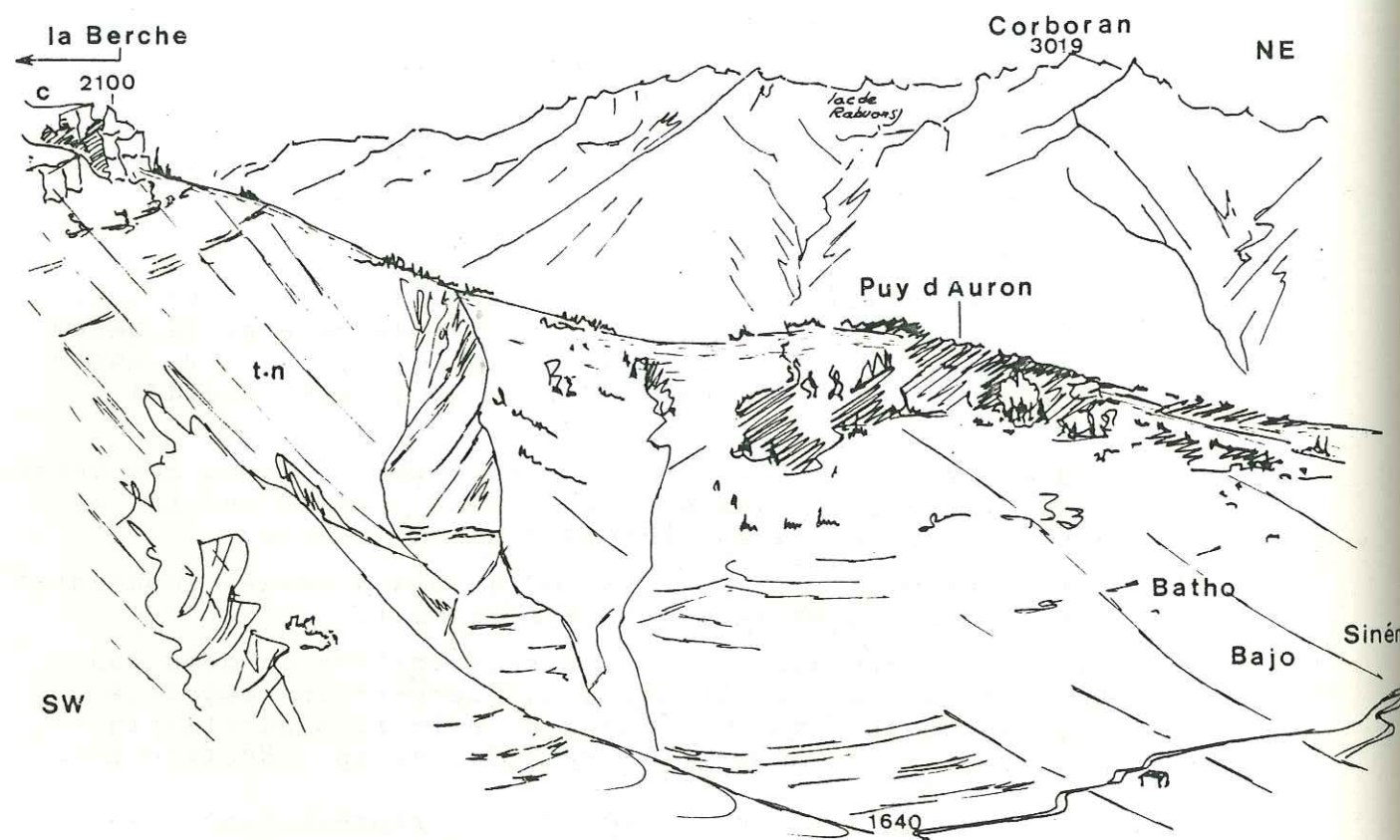


Fig.12 - La série épaisse de la Berche et du Puy d'Auron

ceras sp., *Lytoceras* sp., *Taramelliceras* sp. et péri-sphinctidés assez fréquents.

- 10 - Calcaires grumeleux, d'aspect parfois bréchique, bien repérables au pied de la corniche terminale (5 m).
 - 11 - Calcaires lités à chailles, interbanes marneux et grumeleux (30 m).
 - 12 - Calcaires bioclastiques ou lithographiques (80 m) en grosses barres avec des chailles en lits au sommet sous les marno-calcaires du Crétacé inférieur.
- Les terres noires, Callovien supérieur et Oxfordien inférieur à la base (8) sont attribuées en (9) à l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*, sous-zone à *Antecedens*, puis zone à *Transversarium*).

- b) Une série peu épaisse
 . SE du Ciavalet (Fig. 13)

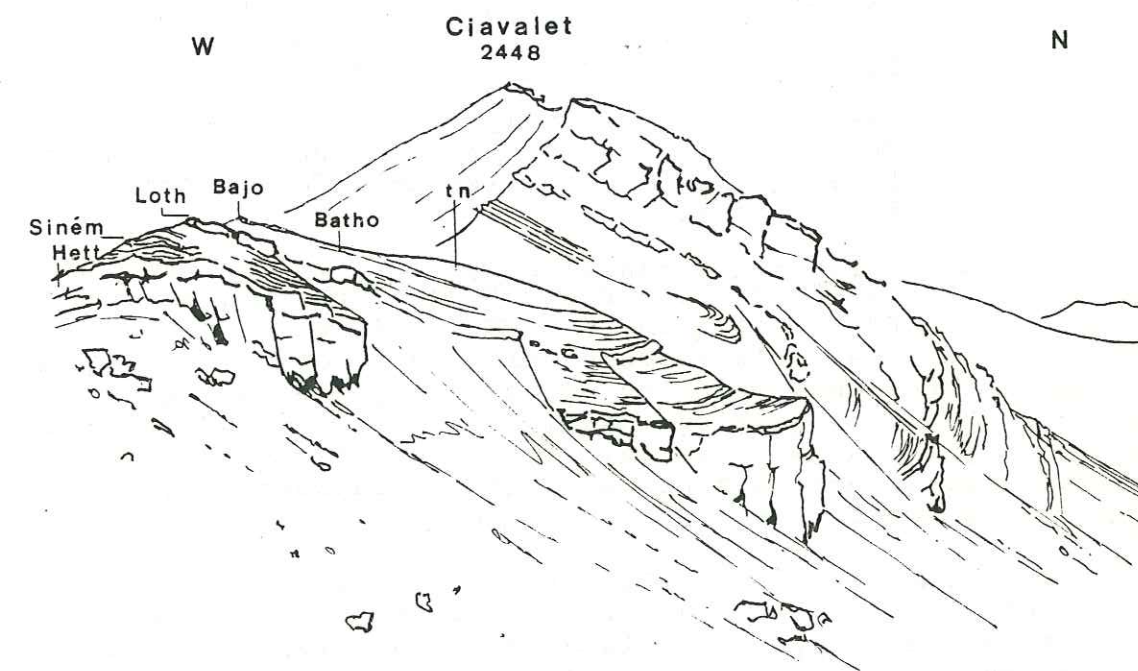


Fig.13 - La série peu épaisse au SE du Ciavalet

Corniche "liasique"

- 1 - Calcaires massifs à rares chailles formant une barre (15 m). Au sommet, le microfaciès est un packstone-grainstone à grains micritiques calibrés, lamelli-branches et entroques.
- 2 - Calcaires à *Gryphaea arcuata* et *Arnioceras* sp. (15 m) en bancs à surfaces ondulées ; micrite pyriteuse, parfois légèrement dolomitique, à lamelli-branches, gastropodes, entroques, radioles d'oursins, brachiopodes et fins débris organogènes (packstones).

- 3 - Calcaires roux massifs (2,5 m) de microfaciès comparables, en corniche, avec dans la moitié supérieure des débris noirâtres, et au toit une croûte stromatolithique (?) noire de 2 à 5 cm. Quelques gryphées à la base ; sous le sommet, *Zeilleria cor*, *Arnioceras* et *Asteroceras* sp. Epaisseurs et faciès sont comparables à ceux de la coupe du col de Bouchiet, mais la surface encroûtée s'installe sur des sédiments plus récents (Lotharingien).

Barre du "Dogger"

- 4 - Calcaires gris à patine roussâtre (1 m), débit en plaquettes à la base où une micrite à spicules de spongiaires et filaments renferme des oncolithes de 0,5 à 2 mm, entiers ou cassés, et des grains de quartz. La faune n'est pas rare : gastropodes et ammonites (*Normannites* (?) sp., *Oppelia* (*Oppelina*) *pulcra*, *Parkinsonia* sp.
- 5 - Calcaires et calcaires argileux en bancs minces (1,5 m) gris beige, de microfaciès comparable mais sans oncolithe. *Parkinsonia* sp.
- 6 - Calcaires massifs à rares cancellophycus (1 m), micritiques et pyriteux, à grains de quartz et ammonites (*Parkinsonia subarietis*, *P. orbignyana* (WETZEL).
- 7 - Calcaires rognoneux (0,1 m), ferrugineux, graveleux à débris roulés d'ammonites phosphatées (*Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Cadomites* sp., *Parkinsonia gr. parkinsoni*, *P. subarietis*).
- 8 - Calcaires à cancellophycus, puis des calcaires argileux (20-25 m) renfermant *Procerites* sp., *Cadomites* sp., *Phylloceras* sp. et *Lytoceras* sp.

La base de la seconde unité (4 à 7) est constituée par les dépôts peu épais du Bajocien moyen et supérieur (zone à *Parkinsoni*) terminés par les calcaires rognoneux à ammonites phosphatées. Les calcaires à cancellophycus (8), peu développés, représentent en partie le Bathonien inférieur (zone à Zigzag, sous-zone à *Macrescens*).

Les terres noires et la corniche terminale, tectonisées au Ciavalet, n'ont pu être décrites en continu. Les marnes noires constituent le cœur du synclinal au SE du Ciavalet, et de larges affleurements entre las Donnas et la baisse du Colombier où elles ont livré quelques périssphinctidés de l'Oxfordien moyen.

L'épaisseur moindre de la série au SE du Ciavalet est due au faible développement de la barre du Dogger ; cette réduction d'épaisseur est d'origine sédimentaire et non tectonique bien que les affleurements soient très déformés.

c) Une série réduite

. Roya

Au N du village, la série ne présente plus que deux unités morphologiques au-dessus du Trias se terminant par des bancs de calcaires fins gris jaunâtre, dolomitiques, à débit en

parallélépipèdes, séparés par des lits marneux.

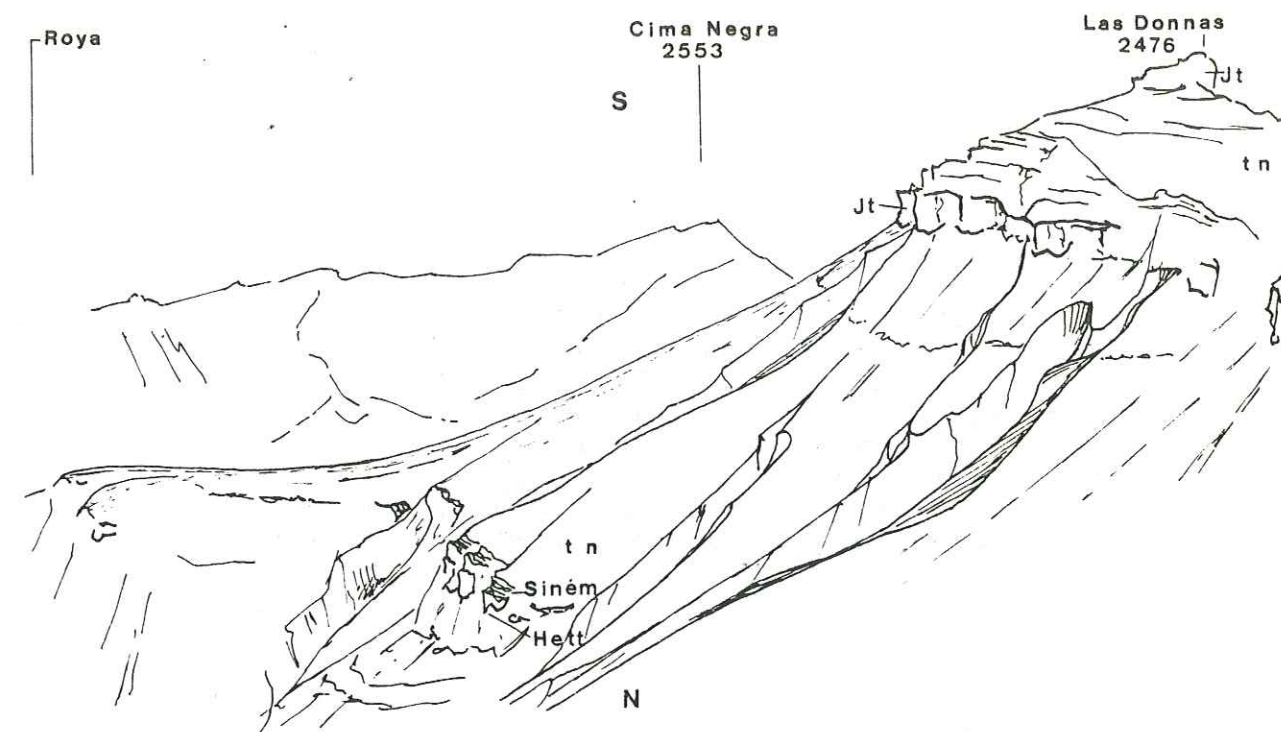


Fig.14 - La série réduite au N de Roya

La corniche du "Lias"

- 1 - Calcaires à grains fins avec des laminites à la base et deux barres calcaires encadrant un niveau à chailles (30 m). La barre inférieure (4 à 5 m) est constituée d'un calcaire oolithique à ciment sparitique, où les oolithes présentent un gros noyau et un cortex peu épais, ou un petit noyau et cortex épais, ce qui conduit à un sédiment bien calibré. La barre supérieure (6 m) renferme des oncolithes simples ou en agrégats cimentés par de la calcite précoce : les grains sont entourés d'une auréole de calcite fibreuse d'épaisseur assez constante, les vides étant remplis de calcite limpide.
- 2 - Calcaires gris roux, rognoneux, bioclastiques, à gryphées plus nombreuses au sommet et *Arnioceras* sp. (15 m).
- 3 - Calcaires spathiques, à entroques, puis micrite pyriteuse bioturbée, à lamellibranches, gastropodes, spicules d'éponges et *Arnioceras semicostatum* (2,5 m). La surface supérieure est mamelonnée, ferruginisée, parfois rubéfiée, avec des petits oncolithes noirs presque jointifs constituant un encroûtement continu.

La corniche "liasique" présente ici des faciès nettement plus granulaires, sous les calcaires à gryphées (Sinémurien inférieur, zone à *Semicostatum*).

Les terres noires recouvrent directement la surface encroûtée au

toit de (3). Les conditions d'observation ne permettent pas de préciser si les marnes colmatent cette surface ; cependant, leur litage, apparemment concordant, évoque un contact stratigraphique. Lorsque les marnes sont glissées, le contact est le plus souvent jalonné de blocs marneux feuilletés où les litages sont orientés de façon désordonnée. Ce n'est pas le cas sur cette coupe.

La barre du "Dogger" disparaît donc au N de Roya où la série pourrait être très incomplète.

d) Les rapports entre ces trois types de séries

. La corniche "liasique" entre le col de Bouchiet et Roya, ne présente pas de variations importantes : les mêmes unités lithologiques peuvent être reconnues, les faunes sont d'âges comparables, mais le faciès est progressivement plus graveleux en direction de Roya. La corniche se termine par une surface érodée (Bouchiet), encroûtée par un tapis stromatolithique (SE Ciavalet) ou par des petits oncolithes (Roya), qui s'installent sur les dépôts du Sinémurien inférieur ou du Lotharingien.

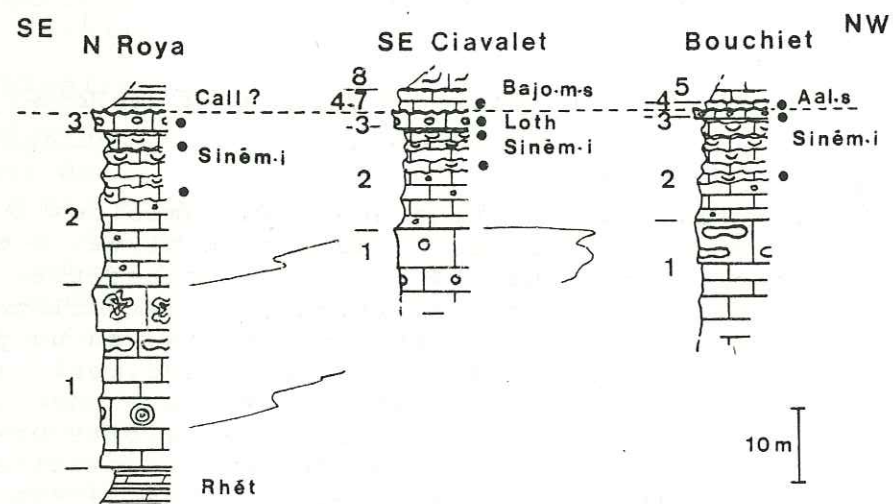


Fig. 15 - La corniche du Lias dans la région d'Auron

. La barre du "Dogger", développée au Bouchiet (100 m environ), est peu épaisse au SE du Ciavalet (30 m) et est absente à Roya où les terres noires (Callovien supérieur à Oxfordien moyen) recouvrent la corniche "liasique". La disparition de la

barre du "Dogger" est donc progressive et d'origine vraisemblablement sédimentaire.

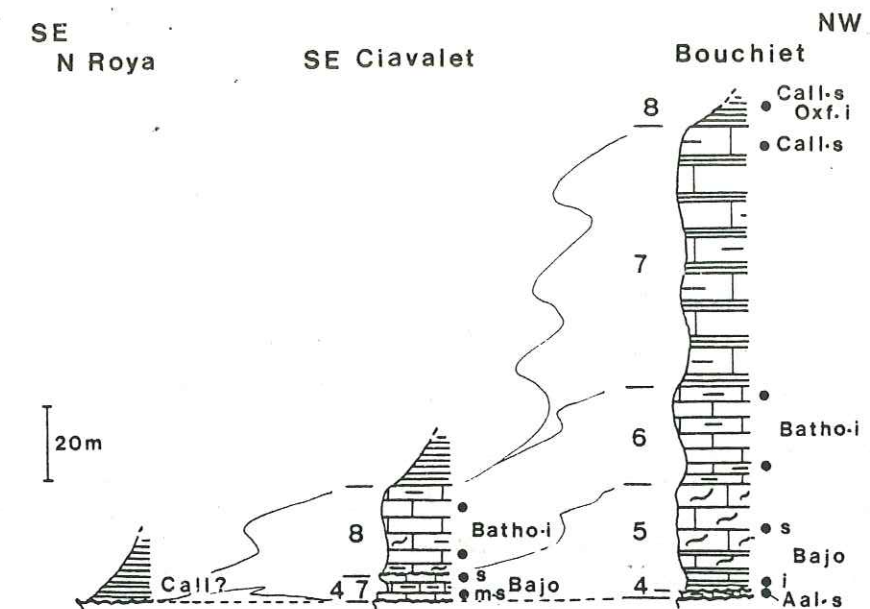


Fig. 16 - Disparition de la barre du Dogger en direction de Roya

e) Les autres coupes dans la région d'Auron

- . La corniche du Lias présente à la partie inférieure des faciès graveleux comparables à ceux de Roya au Castellar. Les calcaires rognoneux à gryphées ont partout la même allure, avec les mêmes ammonites, se terminant par une petite corniche d'âge Sinémurien inférieur (*Arnioceras densicostatum* au Castellar), ou Lotharingien (*Epophioceras bochardi* au Puy d'Auron, *Xiphoceras (scoresbyi)* SIMPS. au Ciavalet) avec quelques grandes gryphées.
- . Au toit de cette unité, la surface est recouverte d'un tapis stromatolithique (Castellar), d'une croûte formée de petits oncolithes (Blainon), de larges concrétions arrondies (Nabines) ou d'un "nougat" d'oncolithes (Ciavalet).
- . La surface encroûtée est fossilisée par des dépôts de nature et d'âge très différents :
 - Calcaires argileux verdâtres (0,5 à 2 m) attribués :
 - . au Toarcien supérieur-Aalénien au Ciavalet (*Cotteswoldia* sp., *Ludwigella* sp. et *Leioceras* sp.)
 - . à l'Aalénien supérieur au Blainon et aux Nabines (*Graphoceras V scriptum*)
 - . à l'Aalénien supérieur-Bajocien basal au Castellar (*Graphoceras gr. concavum*, *Hammatoceras (Euaptoceras)* et *Haplopleuroceras subspinatum*).
 - Calcaires argileux et calcaires à chailles du Bajocien moyen, zone à Blagdeni (*Teloceras gr. blagdeni*) au puy d'Auron.
- . La barre du "Dogger" est de type épais et complet au puy d'Auron

avec de bas en haut :

- Calcaires à cancellophycus (50 m) attribués au Bajocien moyen et supérieur, zones à *Humphriesianum*, *Subfurcatum* et *Parkinsoni*, (*Stephanoceras* cf. *humphriesianum*, *Normannites* sp., *Cadomites* sp., *Garantiana baculata*, *Parkinsonia orbignyana* (WETZEL)).
- Calcaires et calcaires argileux très fossilifères (35 m), avec des ammonites de grande taille du Bathonien inférieur (*Morphoceras* sp., *Procerites* sp., *Lytoceras tripartitum*).
- Calcaires argileux feuilletés (70 m), à rares *Hecticoceras* sp. du Bathonien ou du Callovien ?.

La barre du "Dogger" est de type peu épais et incomplet au Ciavalet où les calcaires à cancellophycus affleurent largement jusqu'au col du Ciavalet. Les faunes indiquent à la base le Bajocien supérieur (*Parkinsonia* cf. *parkinsoni*) et le Bathonien inférieur sous le sommet (*Procerites* sp.). Au col du Ciavalet (2324 m), les terres noires recouvrent directement les niveaux précédents. En contrebas du col, dans le ravin de Fournet, le contact entre les deux formations est marqué par la présence d'un conglomérat (20 cm). Ce conglomérat est constitué de galets (2-3 mm à 10-20 cm) liés par un sédiment jaunâtre riche en bélemnites. Les galets sont usés, de forme quelconque ou arrondie, parfois perforés. D'autres galets, plus rares, présentent à la partie supérieure un réseau de fentes à bords vifs remplies du même sédiment jaunâtre, évoquant des craquelures.

Les terres noires et la corniche terminale entre le col du Ciavalet et le Mt Riounet. De bas en haut :

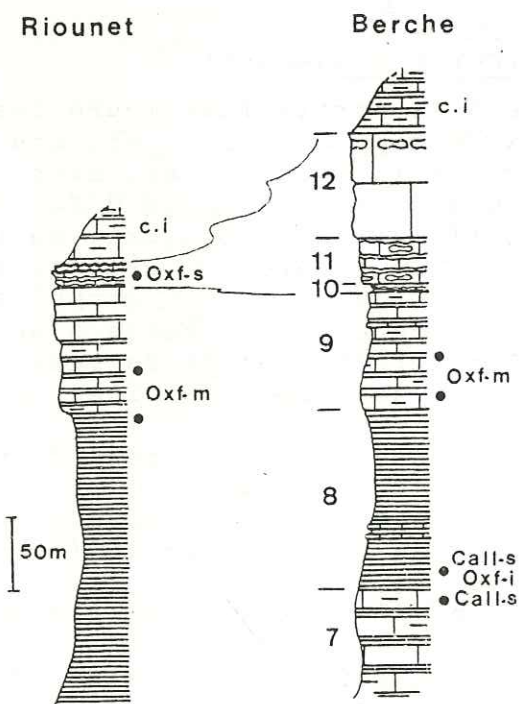


Fig.17 - Les terres noires et la corniche terminale à la Berche et au Mt Riounet

- Marnes noires (200 m ?), colmatant le conglomérat et livrant au sommet *Taramellia* sp., *Cardioceras* (*Nannocardioceras*) de l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Antecedens*-base de la zone à *Transversarium*)
- Alternances de marnes et de calcaires (40 à 50 m) renfermant des *Sowerbyoceras* sp. et des périsphinctidés du sommet de la zone à *Transversarium* (sous-zone à *Schilli*).
- Corniche terminale (50 m) de calcaires en bancs massifs avec, à la partie supérieure des bancs à surfaces grumeleuses et des faunes mal conservées (environ 3 m). Au sommet de ce faciès grumeleux, un banc à gros nodules pyriteux (1 à 3 cm), au toit ferruginisé, est recouvert de calcaires grumeleux rognonneux (0,1 m) renfermant des périsphinctidés de l'Oxfordien supérieur (?). Un dernier banc calcaire, au toit égale-

ment ferruginisé, termine la corniche jurassique. Au-dessus, les marno-calcaires du Crétacé inférieur forment le sommet du Mt Riounet.

Les barres calcaires massives, avec des chailles à la partie supérieure, rencontrées à la Berche, sont absentes sur cette coupe. La corniche terminale est donc très incomplète.

f) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien (?) - Sinémurien inférieur à Lotharingien.
- Surface ferruginisée et encroûtée : Sinémurien inférieur - Toarcien supérieur à Callovien (?).
- Barre du Dogger : Toarcien supérieur à Bajocien moyen - Bathonien inférieur à Callovien supérieur.
- Terres noires : Callovien supérieur - Oxfordien moyen
- Essentiel de la formation : Oxfordien inférieur et moyen.
- Corniche terminale : Oxfordien moyen - Kimméridgien à Tithonique puis marno-calcaires du Valanginien (A. FAURE-MURET). Oxfordien moyen - Oxfordien supérieur, au Mt Riounet (pas de Calpionelles (?), d'après A. FAURE-MURET).

Types de formations

- Une formation carbonatée peu épaisse, sans variation de puissance, de faciès différents, d'âge assez comparable partout (corniche du Lias inférieur).
- Des dépôts réduits, d'âges très divers, conservés en flaques colmatant une surface encroûtée.
- Une formation calcaire et argilo-calcaire d'âges variés, présentant des modifications de puissance rapides et importantes (barre du Dogger).
- Une formation argileuse épaisse, homogène, dont le toit est partout de même âge (terres noires).
- Une formation carbonatée sans grande variation d'âge ou de puissance (corniche du Jurassique terminal), localement très incomplète ?

Les événements importants dans la sédimentation

- Un arrêt des dépôts dès le Lias inférieur, de durée variable.
- Une sédimentation carbonatée perturbée au cours du Dogger.
- Un ennoyage des formations calcaires déformées par les terres noires.
- Une érosion (?) au Jurassique terminal.

g) Interprétation de la série entre St Etienne-de-Tinée et Roya

La discontinuité de sédimentation liasique

- Dès l'Hettangien-Sinémurien inférieur (?), les dépôts de la région de Roya s'élaboraient à très faible profondeur (encroûtements précoces, oncolithes) en eaux agitées (oolithes, vannage de la matrice). En direction de Demandols, se déposent au même moment des calcaires plus fins en milieu calme, plus abrité ou peut-être plus profond.

La vasière à gryphées s'étend ensuite largement, sans qu'on retrouve à Roya des faciès particuliers, traduisant une uniformisation des conditions de dépôts au Sinémurien inférieur : ouverture sur le large (ammonites) et faible profondeur, mais avec des eaux agitées sur le fond, persistent jusqu'au Lotharingien.

- Le développement général d'une surface encroûtée de stromatolithes témoigne du comblement du bassin ou d'un mouvement positif des fonds déjà lithifiés (érosion de la surface, fossiles tronqués). La profondeur n'est pourtant pas uniforme : les stromatolithes se présentent en tapis (milieu abrité sans émergence), ou en oncolithes (dessiccation d'un tapis et remaniement des fragments en zone intertidale).
- La dispersion géographique de ces types de structures montre l'irrégularité du fond, constitué de creux noyés et d'îlots découverts ou non par la marée.
- Ce bossèlement du fond se confirme à l'examen des sédiments qui le fossilisent : d'âges différents, ils sont souvent boueux, minces et discontinus, vraisemblablement piégés et conservés dans des petites dépressions.

La sédimentation perturbée au cours du Dogger

- Par des courants : des sédiments élaborés en eaux calmes (filaments) et plus profondes (spongiaires) colmatant les dépressions du fond liasique, remaniant les oncolithes (SE Ciavalet). Au sein de ces dépôts plutôt fins, des interruptions de sédimentation, marquées par des ferruginisations avec accumulation de galets et de fragments d'ammonites roulés, résulteraient de l'action des courants (Aalénien supérieur au Bouchiet, Bajocien supérieur au Ciavalet et au Puy d'Auron).
- Par des émergences : le conglomérat au col du Ciavalet présente des indices d'émergence (galet mou craquelé à la partie supérieure). Les galets consolidés proviendraient du démantèlement de reliefs voisins qui auraient pu se former par érosion ou par cassure.
- Par une déformation du substratum : l'ennoyage de la corniche du Lias, débute à l'Aalénien supérieur vers Auron où le substratum s'enfonce ensuite continuellement (100 m de dépôts) ; il s'achève au Callovien-Oxfordien à Roya où le toit de la corniche, sans sédiment, est maintenu en position haute jusqu'à cette époque. Une déformation (plissement ou (et) cassure ?) postérieure à l'élaboration de la corniche liasique peut être envisagée pour expliquer cet ennoyage progressif qui s'achève avec le dépôt des terres noires.

Les apports détritiques envahissent la région

- Dans les séries les plus complètes, on assiste, après le Bathonien inférieur, à un enrichissement progressif en argile, puis dès le Callovien supérieur au développement d'une masse très argileuse. Ce faciès très détritique existe dès la base des terres noires lorsque la barre du Dogger est incomplète au sommet (col du Ciavalet) ou absente (Roya). Le recouvrement des séries carbonatées du Lias-Dogger par les terres noires se produirait lui aussi à des instants différents.

- A l'Oxfordien inférieur, la sédimentation argileuse est uniforme et les apports détritiques, moins importants à l'Oxfordien moyen, disparaissent à l'Oxfordien supérieur.

Une érosion au Jurassique terminal

- Des dépôts carbonatés peu épais, élaborés dans un bassin ouvert (Calpionelles) terminent la série. Au Mt Riounet, les calcaires à Calpionelles semblent absents et plusieurs interprétations peuvent être proposées :
 - La série s'achève par un fond durci à fossiles de l'Oxfordien supérieur, sur lequel aucun dépôt n'est conservé. Les fonds durcis sont fréquents dans cette région submergée au Lias inférieur, émergée au Bathonien terminal.
 - La série du Jurassique terminal s'est déposée en milieu calme et assez profond, comme ailleurs, mais la présence de vallées sous-marines proches (canyon du Var de B. BEAUDOIN) provoque un appel de sédiments dont une grande partie, non consolidée, s'écroule et gagne le fond de ce canyon.

La présence de faisceaux contournés dans les niveaux de même âge des séries voisines plaiderait en faveur de la seconde interprétation.

h) Conclusions

Les fonds du Lias inférieur apparaissent monotones, avec cependant différenciation d'un haut-fond (Roya). Au cours de la période Lias moyen-Dogger, se produisent d'importantes modifications du dispositif sédimentaire dues à une déformation du substratum : persistance de hauts-fonds, formation d'îlots temporairement émergés et de zones subsidentes. Ce dispositif complexe est progressivement ennoyé par les terres noires qui uniformisent les fonds.

3 - DE ROYA A VIGNOLS

L'importance des déplacements liés à la tectonique tertiaire ont conduit P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1949) à distinguer dans cette région un "autochtone" et une "écaille intercutanée" du Mounier (Fig.18).

Fig.18 - Situation géologique et localisation des profils entre Roya et Vignols (Ecaille de Roya : 1 N de Roya - 2 vallon de l'Alp - 3 combe de Crous - 4 à 6 vallon de Sellevieille - 7 Mt Féran - 8 Marcellin - 9 Colombet. Autochtone : 10 Collet Mattet - 11 Tête de Varélios - 12 col de Gypse - 13 Sabatures - 14 Granréon - 15 Mgne Haute - 16 Pervoux) I Isola - R Roya - V Vignols.

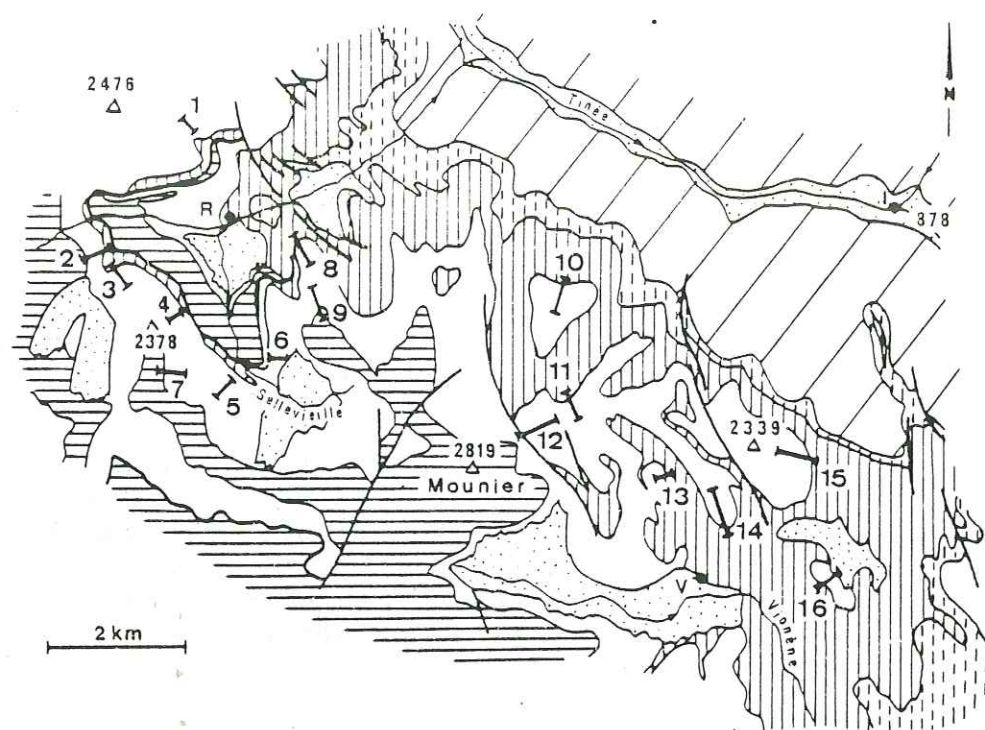


Fig. 18 - Situation géologique et localisation des profils entre Roya et Vignols

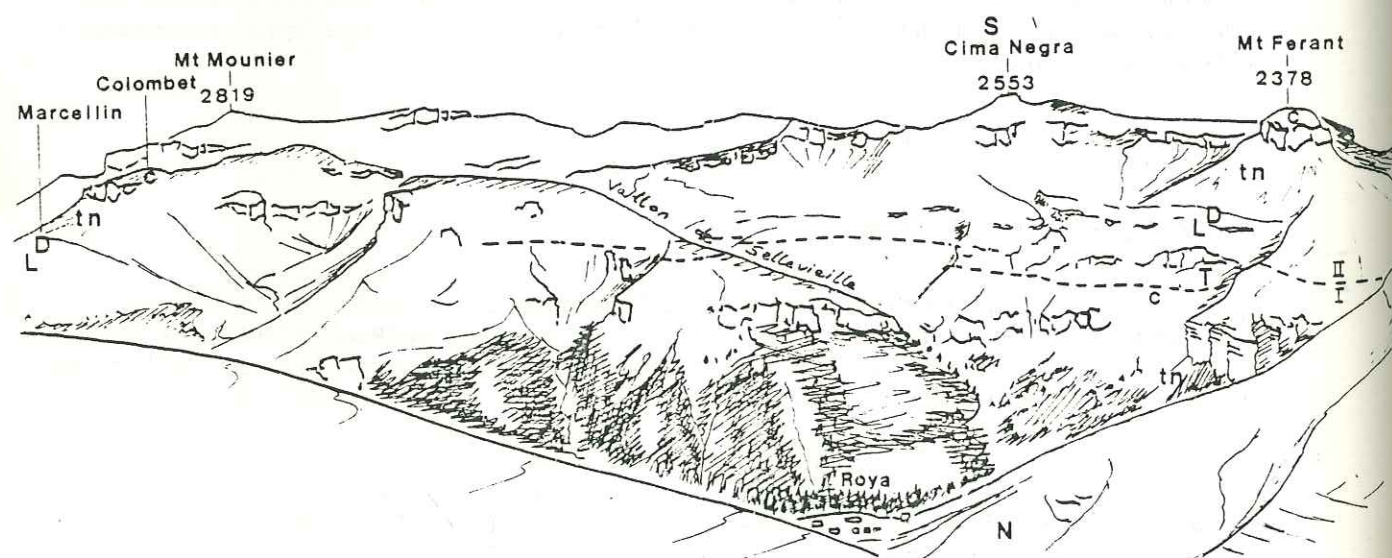


Fig. 19 - L'écaille intercutanée de Roya (vue du Colombier)

a) L'écaille intercutanée de Roya (Fig. 19)

La corniche liasique, la barre du Dogger, les terres noires et la corniche terminale évoluent rapidement et de façon indépendante du N de Roya à la cime de Marcellin.

La corniche "liasique"

- Des calcaires noirs et des calcaires dolomitiques roux (20 m ?) puis des calcaires dolomitiques jaunâtres et des marnes feuilletées noires (5 à 6 m) représentent le Trias supérieur (vallon de l'Alp et combe de Crous).

- Au-dessus, la corniche liasique, entièrement calcaire, de patine gris clair, forme un ressaut assez net dans la topographie. Son épaisseur varie peu, environ 40 m au vallon de l'Alp ou à la cime de Marcellin.

1 - Calcaires feuilletés (4 à 5 m) puis deux barres de calcaires graveleux encadrant des calcaires à chailles (25 m) comme au N de Roya.

2 - Calcaires bioclastiques à gryphées plus nombreuses au sommet (10 m), présentant localement des intercalations marneuses (3 à 4 m) à la base.

3 - Une petite barre de calcaires rognoneux roussâtres renfermant des petites gryphées (*Gryphaea arcuata* ?) à la combe de Crous et au fond du vallon de Sellevieille. De faciès assez comparable sur tous les profils, cette barre présente des variations latérales d'épaisseur : 0,8 à 1 m (vallon de l'Alp), 2 m (combe de Crous), 3 m puis 4 à 5 m (vallon de Sellevieille), 2,5 m (fond du vallon), enfin 1,5 m (cime de Marcellin).

4 - Le toit du niveau précédent présente des traces d'usure (Nautilé sectionné par la surface), est ferruginisé et encroûté de stromatolithes (?) noirâtres (vallon de l'Alp), d'oncolithes de 1 à 2 cm, de flaques de sédiment craquelé (combe de Crous).

Les corniches liasiques d'Auron et de l'écaille intercutanée de Roya sont comparables : épaisseurs assez constantes et de même ordre, même faciès, même âge à la partie supérieure (Sinémurien inférieur), avec au sommet une surface usée, ferruginisée et encroûtée.

La barre du "Dogger"

Deux types de séries, épaisses et réduites, peuvent être reconnus :

Une série épaisse (entre l'amont du vallon de Sellevieille et la cime de Marcellin).

5 - Calcaires à grosses chailles (20 à 30 m), en bancs massifs séparés par des interbancs marneux feuilletés, renfermant à la base de grosses ammonites non dégageables (*Sonninia* sp.). Les cancellophycus apparaissent au sommet qui a livré des faunes phosphatées, cassées et roulées (bélemnites, *Sonninia* gr. *sulcata*).

6 - Calcaires fins à cancellophycus (30 m), se délitant en plaques, à interbancs argileux feuilletés plus épais, sous les terres noires.

Les calcaires à chailles représentent une partie du Bajocien inférieur (zone à Sauzéi) ; les calcaires à cancellophycus

peuvent être rapportés au Bathonien inférieur par comparaison avec les séries d'Auron et de Vignols. A. FAURE-MURET y a trouvé *Perisphinctes (Zigzagoceras) arbustigerum* d'Orb.

Dans le fond du vallon de Sellevieille, les calcaires à chailles sont terminés par une surface ferruginisée qui pourrait expliquer l'absence de la plupart des dépôts d'âge bajocien.

Une série réduite

Les calcaires à chailles disparaissent entre le fond du vallon de Sellevieille et la combe de Crous. La barre du Dogger, alors représentée par des calcaires feuilletés (20 m), est réduite au vallon de l'Alp (10 m de calcaires à *cancellophycus* et *Lytoceras* sp. ?) et disparaît au N de Roya où les terres noires viennent directement sur la corniche "liasique".

La barre du Dogger disparaît progressivement entre le Mounier et Roya, la corniche liasique étant recouverte par des sédiments de plus en plus récents. Un dispositif symétrique a été décrit entre le col de Bouchiet et Roya.

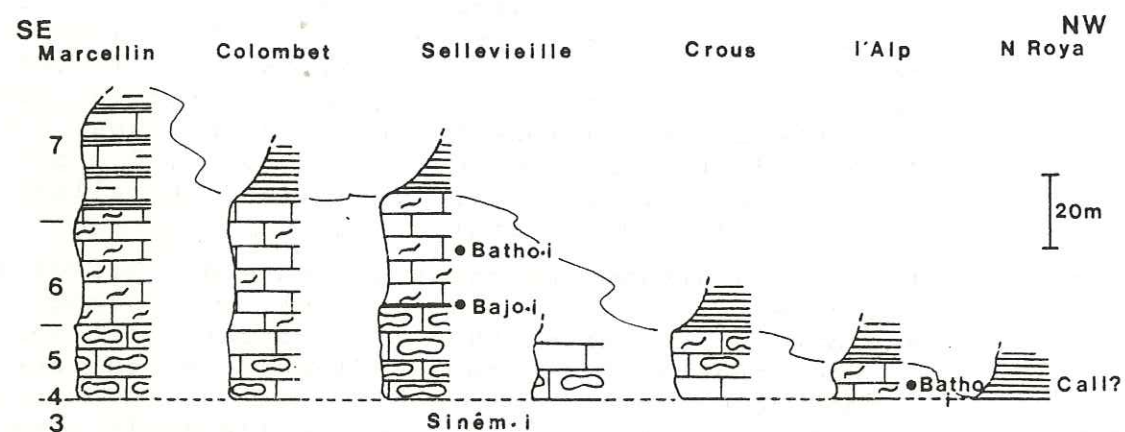


Fig. 20 - La disparition de la barre du Dogger entre la cime de Marcellin et le N de Roya (écaïlle intercunée)

Les terres noires et la corniche terminale

- 7 - Les marnes noires (150 à 200 m), avec à la base de gros bancs argileux à patine rougeâtre (50 m au Colombet), renferment quelques bancs de calcaires graveleux roux à la partie supérieure. Au sommet, les bancs calcaires gris sont plus nombreux (5 m), avec des surfaces grumeleuses, des nodules pyriteux, des bélemnites et ammonites indéterminables (Mt Férant).
- 8 - Au Mt Férant ou au Colombet, la corniche terminale présente la même coupe, de bas en haut :
Calcaires lités plutôt fins (30 m)
Calcaires massifs (20 à 25 m), à passées bréchoïdes (?), formant une barre avec des chailles en flaqes à la partie supérieure.

Calcaires lités (20 - 30 m) avec au Colombet des interbancs marneux minces et quelques niveaux détritiques roux.

Marno-calcaires du Crétacé inférieur.

Aucune variation importante d'épaisseur ou de faciès n'apparaît entre ces profils, contrastant avec la grande variabilité de la barre du "Dogger".

b) L'autochtone de Vignols

Au Collet Mattet, à la Tête de Varélios et à la Mtgne Haute, la série rappelle celle de l'écaïlle de Roya :

La corniche "liasique"

- 1 - Calcaires massifs renfermant des chailles dans la partie médiane (30 m).
 - 2 - Calcaires rognoneux bioclastiques (8 à 10 m), avec *Arietites* sp. ou *Coroniceras* sp., et *Gryphaea arcuata* nombreuses au sommet où la surface des bancs est rubéfiée.
 - 3 - Calcaires à entroques roux (2 à 3 m), à petites gryphées au Collet Mattet et à la Tête de Varélios où le sommet a livré *Pleurotomaria* et *Arnioceras* sp. A la Mtgne Haute, ces calcaires renferment de grandes gryphées (Lotharingien ou Carixien ?).
 - 4 - Le toit de ces niveaux est ferruginisé et encroûté par des oncolithes noirâtres.
- Epaisseurs et faciès de la corniche liasique varient peu, mais l'encroûtement s'installe sur des sédiments d'âges différents (Sinémurien inférieur à Carixien ?).

La barre du "Dogger"

- 5 - Le toit encroûté de la corniche "liasique" est fossilisé par :
 . des marnes (5 cm) à *Hildoceras* gr. *bifrons* (Toarcien moyen), puis un "nougat", d'oncolithes (10 cm) rappelant celui du Ciavalet, à la Tête de Varélios.
 . des marnes (6 à 8 m) représentant l'Aalénien (?) au Collet Mattet
 . des calcaires argileux (2 m) à bélemnites et *Sonninia* sp. (Bajocien inférieur) à la Mtgne Haute.
 L'encroûtement stromatolithique, installé sur des sédiments d'âges variés, est recouvert par des dépôts d'âges également différents.
- 6 - Calcaires à chailles (8 à 10 m au Collet Mattet et à la Tête de Varélios) ou des calcaires à bélemnites (Mtgne Haute).
- 7 - Le seul niveau constant est constitué par des calcaires à *cancellophycus* (20 à 30 m), *posidonomes*, *Morphoceras* sp., *Procerites* sp. (Bathonien inférieur), présentant fréquemment des interbancs feuilletés rouge lie de vin.
- 8 - Calcaires argileux de patine rougeâtre (15 à 20 m), à faunes du Bathonien-Callovien.
- 9 - Marnes noires dont la base a livré à Varélios *Hecticoceras*, *Peltoceras*, *Choffatia* (Callovien moyen-supérieur). A la Mtgne Haute, les terres noires (Callovien) viennent

directement sur les calcaires à cancellophycus. La barre du Dogger varie d'épaisseur par disparitions des calcaires à chailles (comme à Roya) et des calcaires argileux rougeâtres superposés aux calcaires à cancellophycus (comme à Auron).

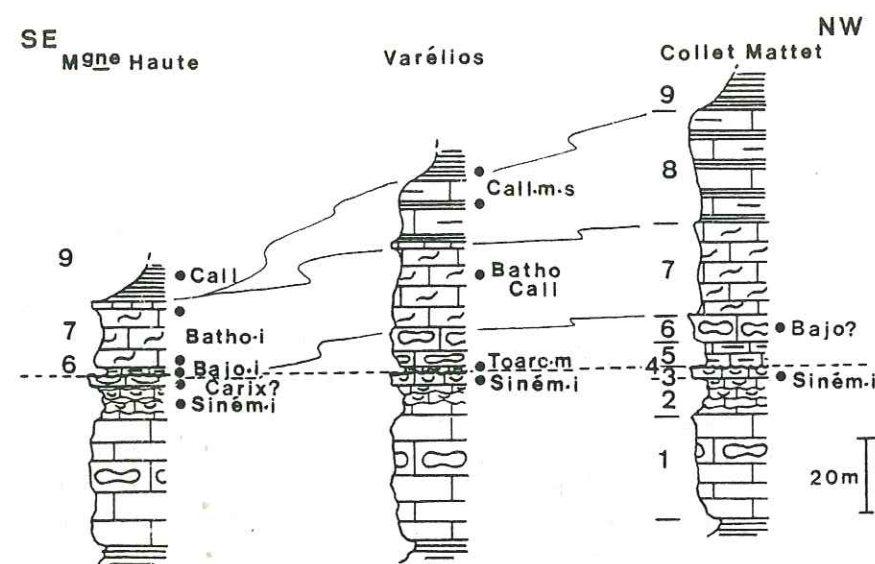


Fig. 21 - La corniche "liasique" et la barre du "Dogger" entre le Collet Mattet et la Mtgne Haute

Les terres noires (9) et la corniche terminale (10)

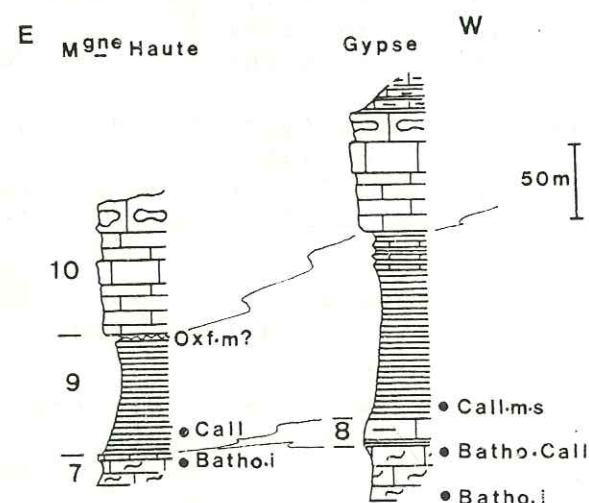


Fig. 22 - Réduction des terres noires dans la région de Vignols

- Au col de Gypse (baisse de Pecivalet), les marnes noires (150 m) sont en contact par faille avec les calcaires du Jurassique terminal formant la barre N du Mounier. Il n'a pas été possible de lever le profil de cette falaise (80 m) mais les unités reconnues au Mt Férent semblent présentes :
- A la Mtgne Haute :
- 9 - Terres noires colmatant une petite corniche (2,5 m) de calcaires roux (Bathonien) au sommet des calcaires à cancellophycus (7). D'épaisseur faible (80 m), elles présentent au sommet des calcaires gris grumeleux (2 m), comme au Mt Férent.
- 10 - Calcaires lités (30 m), puis massifs et brêchoïdes (15 m) et calcaires à chailles au sommet (30 à 40 m).

L'épaisseur des terres noires est plus faible vers Vignols, sous une corniche calcaire qui varie peu en faciès et épaisseur depuis Roya.

Entre la crête de Granréon et le Mt Pervoux, la série se modifie :

- A la crête de Granréon, des dolomies massives (3 m) s'intercalent dans la corniche liasique entre les calcaires à chailles peu nombreuses, et les calcaires à gryphées.
- Au Mt Pervoux, sur une grosse barre dolomitique couronnée de dolomies jaunâtres à interbanes marneux représentant le Trias supérieur, la corniche liasique a un cachet particulier :
 - 1 - Calcaires gris massifs (8 à 10 m), en corniche, avec au sommet des calcaires en plaquettes (1 m).
 - 2 - Calcaires gris roux (4 à 5 m), à débit rognoneux ou en plaquettes, à surface de bancs graveleuse (sable d'entroques), avec des bélemnites, lamellibranches (*Pecten*, *Lima* ?). Ce faciès rappelle celui des calcaires à gryphées ; les fossiles sont rares ou absents, un seul banc présentant quelques sections qui pourraient être des gryphées.
 - 3 - Calcaires roussâtres plus rognoneux (0,5 - 1 m), en corniche, au toit ferruginisé et encroûté par un enduit noirâtre.

Près de Vignols, la corniche liasique change de faciès, est plus mince et les gryphées ont pratiquement disparu, comme les ammonites. La barre du Dogger n'est plus représentée que par 10 à 15 m de calcaires feuilletés recouverts par les marnes noires.

c) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien (?) - Sinémurien inférieur à Lotharingien ou Carixien (?).
- Surface ferruginisée et encroûtée : Lotharingien à Carixien (?) - Toarcien moyen à Bajocien inférieur.
- Barre du Dogger : Toarcien moyen à Bajocien inférieur - Bathonien inférieur à Callovien moyen-Supérieur.
- Terres noires : Callovien moyen-supérieur - Oxfordien moyen (?).
- Corniche terminale : même âge qu'Auron (?).

Les types de formations

- Une formation carbonatée assez constante en faciès, épaisseur et âge (?) (la corniche du Jurassique terminal).
- Les autres formations sont comparables à celles qu'on observe près d'Auron, avec, au Bajocien inférieur des calcaires à chailles plus fréquents. Elles présentent vers le SE une réduction d'épaisseur (corniche liasique 15 m, barre du Dogger 10 à 20 m, terres noires 50 à 100 m seulement), et des changements de faciès (disparition des gryphées liasiques, des chailles bajociennes).

Les événements importants dans la sédimentation

- Un arrêt de sédimentation avec émergence au Lias.
- La sédimentation perturbée pendant le Dogger

- L'ennoyage de la morphologie calcaire déformée par les terres noires.

d) Interprétation de la série entre Roya et Vignols

L'arrêt de sédimentation et l'émergence liasique

- . A l'abri des accumulations sableuses et oolithiques du haut-fond de Roya individualisé au Lias inférieur, des étendues marines aux eaux calmes (boues calcaires fines) et plus confinées (dolomies) s'étalent vers Vignols.
- Les gryphées, occupant les fonds au Sinémurien inférieur, sont rares au SE de Vignols où l'absence d'ammonite pourrait indiquer un isolement du large assez prononcé.
- Des débris d'organismes benthiques s'accumulent ensuite sur toute la région. Cette formation recouvre des fonds à lamelibranches mais aussi des fonds sans gryphées. Son développement ne s'accompagne pas d'une disparition (ou d'un épaissement) des assises à gryphées dont l'épaisseur est partout assez constante. Les variations de puissance de ces dépôts bioclastiques (1 à 5 m) traduiraient l'existence de pièges à sédiments mis en place dès le Sinémurien inférieur.
- . Une surface ferruginisée et encroûtée occupe le toit de ces formations. A Roya, des indices d'érosion (marches d'escalier recouvertes d'une croûte ferrugineuse continue - mud-cracks) et l'épaisseur faible (1 à 2 m) des calcaires bioclastiques recouvrant les dépôts à gryphées pourraient signifier qu'une partie de ces calcaires a été érodée sur le haut-fond de Roya émergent.

La sédimentation perturbée pendant le Dogger

- . A Roya (combe de Crous), le toit de la corniche liasique est décalé par une cassure (rejet de 1 m environ) au miroir ferruginisé. L'ensemble paraît scellé par les calcaires feuilletés du Bathonien.
- Au SE de Vignols (Mt Pervoux), les mêmes niveaux présentent une cassure au rejet plus faible (0,3 m) scellée par les mêmes calcaires feuilletés avec ici une légère discordance. Il est donc possible d'envisager une déformation du substratum liasique avec cassures et basculement. Cet épisode tectonique a lieu après l'élaboration de la surface encroûtée (au toit de sédiments Lotharingien ou Carixien) et s'achève avant le dépôt des calcaires feuilletés (Bathonien).
- . Les variations d'épaisseur des sédiments du Dogger traduiraient ces déformations du substratum liasique. La sédimentation présente des perturbations de mêmes origines qu'à Auron. Le haut-fond de Roya persiste, progressivement ennoyé à partir du Toarcien moyen suivant un processus symétrique de celui d'Auron.
- En direction de Vignols, la sédimentation est réduite, comme au Lias inférieur.

Les apports détritiques envahissent la région

- . La sédimentation argileuse apparaît progressivement lorsque les dépôts du Dogger sont développés et complets (Marcellin, Varélios), ou s'installe brusquement sur les sédiments réduits et incomplets du Dogger (Mtgne Haute). Comme dans la région d'Auron, l'ennoyage argileux ne se produit pas au même moment.

- . Par la suite, l'uniformisation du faciès, contrastant avec la variété des dépôts du Dogger, conduit à envisager un changement du style de déformation : l'enfoncement du substratum, localisé et d'importance variable au cours du Dogger, se généralise avec l'arrivée des apports détritiques.

e) Conclusions

La sédimentation est perturbée par une déformation pratiquement continue du tréfonds : déformation cassante, localisée et importante (Lias moyen à Dogger) suivie d'un enfoncement généralisé (Jurassique supérieur). La période Lias moyen-Dogger apparaît encore comme une étape importante dans l'évolution du dispositif sédimentaire.

4 - DE ST SAUVEUR-SUR-TINEE A ST MARTIN-VESUBIE (Fig.23)

Les affleurements jurassiques sont perchés vers St Sauveur-sur-Tinée où le Permien, très épaissi, est profondément entaillé par la Tinée. Près de St Martin-Vésubie, le Permien disparaît et la série jurassique, plus aisément accessible, est alors masquée par la végétation. Deux profils ont pu être réalisés en bordure de route (Rimplas et Venanson), complétés et reliés ensuite à l'aide d'observations ponctuelles.

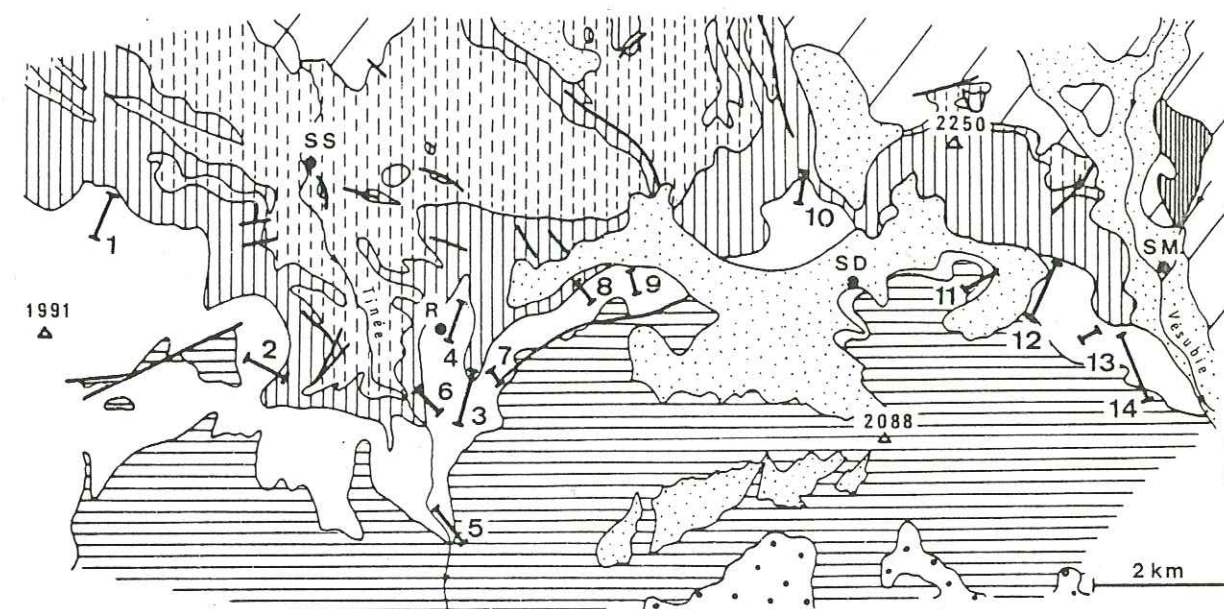


Fig.23 - Situation géologique et localisation des profils entre St Sauveur-sur-Tinée et St Martin-Vésubie (1 Tête de Tigène, 2 Gaudissart, 3-7 Rimplas, 8 Grde Têtière, 9 Petite Têtière, 10 Mt-Raja, 11 La Colmiane, 12 Mt-Conquet, 13 Adrech, 14 Venanson - R Rimplas - S.D St Dalmas - S.M St Martin-Vésubie - S.S St Sauveur-sur-Tinée)

a) Série peu épaisse de Rimplas

Un ensemble de barres calcaires sombres, inclinées vers la Tinée, forme l'éperon rocheux de Rimplas. D'abord constitué par des calcaires noirs à intercalations argileuses et feuilletées, cet éperon est couronné d'une falaise de calcaires gris massifs, recoupés par la Tinée près de la Bollinette.

Les calcaires et calcaires argileux (Fig.24)

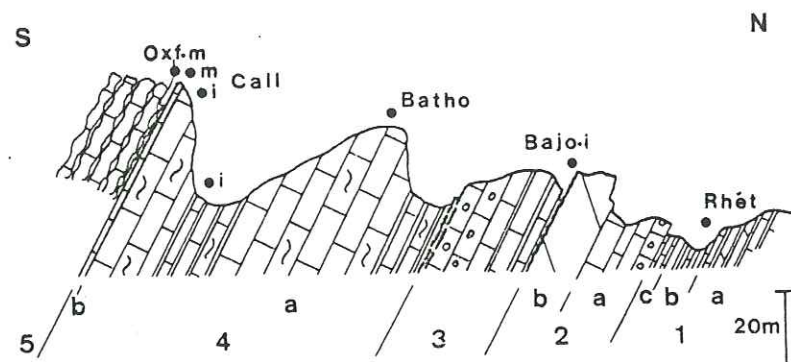


Fig.24 - La série de Rimplas (Lias et Dogger) sur le flanc E de l'éperon, en bordure de la N565.

- 1.a - Calcaires et dolomies massives à lits feuilletés de pé-lites rouges.
- b - Calcaires noirs en gros bancs à patine rousse séparés par des interlits feuilletés noirs, représentant le Trias supérieur.
- c - Dans les derniers mètres, les bancs calcaires, plus minces, présentent un aspect rubanné (alternance de lits micritiques et d'accumulations de grains de quartz anguleux). L. BERTRAND (1896) et A. FAURE-MURET (1955) ont trouvé *Avicula contorta*.
- 2.a - Calcaire graveleux, pyriteux, à lamellibranches ; les grains, micritisés sont calibrés, encroûtés d'une gangue de calcite fibreuse d'épaisseur constante et réunis par une micrite dont les vides sont remplis de sparite limpide.
- b - Dolomies massives avec des cavités remplies de dolo-sparite (terriers ?), au toit ondulé et encroûté par une marne jaunâtre et dolomitique.
- 3 - Calcaires à patine gris roussâtre, en bancs à surfaces ondulées recouvertes d'encroûtements marneux minces (25 m). A la base de cette seconde barre, *Witchellia laeviuscula* (SOW), *W. patefactor* BUCK, *W. cf. ruber* BUCK, *W. sayni* (HAUG), *W. romanoides* (DOUV), *W. sp.*, *Sonninia connata*, *S. reformata* BUCK, *Toxolioceras incisum* BUCK, *T. curvum* BUCK, *Reysenella juncta* BUCK, *Braunsina aspersa* BUCK, *B. recticostata* BUCK, *Abbasites* sp. Dans le même niveau à l'entrée de Rimplas : *Toxolioceras arcuatum* BUCK, *T. planare* BUCK, *T. furcatum* BUCK, *Sonninia substriata* BUCK, *S. subspinosa* BUCK,

S. alternata BUCK, *Braunsina rotabilis* BUCK, *B. rodburgensis* BUCK, *Docidoceras* sp., *Abbasites* sp., *Phylloceras* sp. et *Lytoceras* sp.

Au sommet, le faciès est plus grossier (micrite à entroques et agrégats) avec des bancs présentant des surfaces ferruginisées rougeâtres.

- 4.a - Calcaires à cancellophycus (80 m) (micrites à filaments et spicules de spongiaires) en gros bancs à patine sombre et interbancs marneux. Des intercalations feuilletées plus développées séparent une barre inférieure (30 à 40 m) renfermant *Cadomites* et *Homoeoplanulites* (?) sp., et une barre supérieure qui a livré *Indosphinctes* et *Hecticoceras* sp.
- b - Calcaires rognoneux roussâtres (0,8 m), micritiques à filaments et ammonites (*Reineckeia* sp., *Hecticoceras* sp. et *Phylloceras* sp.).
- (3) représente le Bajocien inférieur (zone à *Sowerbyi*, sous-zones à *Discites* et *Laeviuscula*). Les calcaires à cancellophycus (4 a) sont datés du Bathonien et du Callovien inférieur et les calcaires rognoneux (4 b) du Callovien moyen, zone à *Coronatum* ?
- Entre le Rhétien (1) et les calcaires bajociens (3), la première corniche (2), par son faciès et son toit encroûté, pourrait représenter le Lias inférieur (Hettangien ?)

Les calcaires gris massifs (Fig.25)

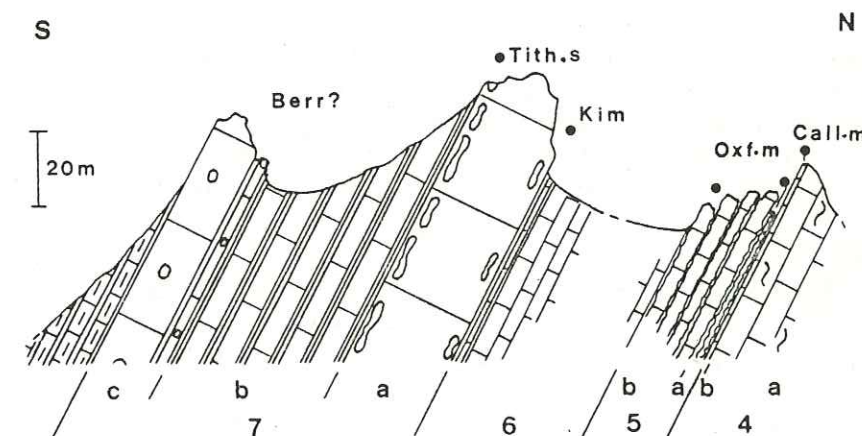


Fig.25 - Coupe reconstituée du Jurassique supérieur de Rimplas (N 565, versant E de l'éperon, et N 205 à la Bollinette)

- 5 - Calcaires grumeleux à patine gris claire (15 à 20 m) où les ammonites ne sont pas rares, dès la base : *Gregoryceras transversarium*, *Euaspidoceras* sp., *Perisphinctes* sp. et *Lytoceras* sp.
- a - En retrait dans la topographie, des calcaires rognoneux d'aspect bréchique assez grossier, sans litage, se débitant en nodules calcaires arrondis emballés de marnes blanchâtres (2,5 m). Les rognons calcaires sont formés d'une boue micritique renfermant des amas de micrites plus sombres à contours diffus, et présentant

des vides remplies de micrite et de sparite. Les protoglobigérines sont présentes dans la matrice et dans les amas.

- b - Barre à stratification parallèle soulignée par des bancs calcaires minces, rognoneux et plus finement bréchiques. Le faciès grumeleux est une micrite uniforme sans protoglobigérines, liant des amas micritiques sombres renfermant des protoglobigérines. Les amas sont à contours nets (microfossiles tronqués à la périphérie), parfois imbriqués et déformés lorsqu'ils sont en contact.
- 6 - Calcaires en bancs minces (40 m) séparés par des fins lits marneux plus développés au sommet marqué par un abri sous roche.
- 7.a - Calcaires massifs (25 m) à patine gris claire formant une barre. Les chailles sont localisées à la base (wackestone à rares globigérines et saccocomidés) et au sommet (mudstone à calpionelles).
- b - Calcaires en gros bancs (mudstones à calpionelles) et interbancs marneux feuilletés (40 m)
- c - Calcaires massifs en deux barres (15 à 20 m), couronnant la série sous les calcaires argileux du Crétacé inférieur : grainstone partiellement recristallisé, dont les grains calibrés sont d'origines variées : grains micritiques, fragments d'entéroques, polypiers, bryozoaires, gastropodes, lamellibranches, algues (*Thaumapora* sp., *Cayeuxia* sp.) avec de nombreux foraminifères (nautiloculines, trocholines, ammobaculites, valvulinidés, lenticulines...) et de rares coprolithes de crustacés (?).

Les calcaires gris massifs représentent donc le Jurassique supérieur : les calcaires grumeleux (5) sont datés de l'Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*, les calcaires lités (6) puis à chailles (7 a) seraient Kimméridgien à Tithonique supérieur, (7 b et 7 c) vraisemblablement berriasiens au sommet.

b) Les autres profils dans la région de Rimplas

- Au Gaudissart : les calcaires bajociens (micrites à spicules de spongiaires et filaments), recouvrent directement les dolomies et marnes jaunâtres du Trias. Ces calcaires, avec un niveau de chailles, se terminent comme à Rimplas par des surfaces ferruginisées qui ont livré *Stephanoceras brodiei* (SOW) du Bajocien moyen (zone à *Humphriesianum*). La série est ensuite comparable à celle de Rimplas.
- A la Tête de Tigène, dominant les Chalanches de Tigène d'accès difficile, la barre calcaire du Jurassique supérieur est composée des mêmes unités qu'à Rimplas. Au-dessus des calcaires grumeleux de l'Oxfordien moyen, des calcaires lités renfermant *Dichotomoceras gr. bifurcatus* (Oxfordien supérieur, zone à *Bifurcatus*) et la série se complète par des calcaires à chailles (40 m) puis des calcaires massifs formant de larges affleurements jusqu'au Lauvet de Roubion.
- A la Grande Têtière : les calcaires bajociens à surfaces ferruginisées, d'abord assez grossiers (packstones à grains micritiques, oncoïdes, entéroques, débris de lamellibranches, gastro-

podes...) sont plus fins au sommet où ils renferment des filaments. Ces calcaires recouvrent des dolomies et marnes jaunâtres représentant (?) le Trias.

- A la Petite Têtière : les calcaires feuilletés à cancellophycus ont livré, à une vingtaine de mètres de la base, *Morphoceras gr. polymorphum*, *Nannolytoceras tripartitum* (RASP), *Ebrayiceras* sp. et *Oxycerites* sp. (Bathonien inférieur, zone à Zigzag, sous-zone à *Macrescens*). Comme à Rimplas, le faciès grumeleux (Oxfordien moyen) vient directement sur les calcaires calloviens (micrite à petits massifs de spongiaires et ammonites : *Reineckeia* sp. et *Hecticoceras* sp.).

c) La série épaisse de Venanson (Fig.26)

La base de la série n'affleure pas, les calcaires et calcaires argileux feuilletés sont plus diversifiés qu'à Rimplas et la formation des calcaires gris se développe.

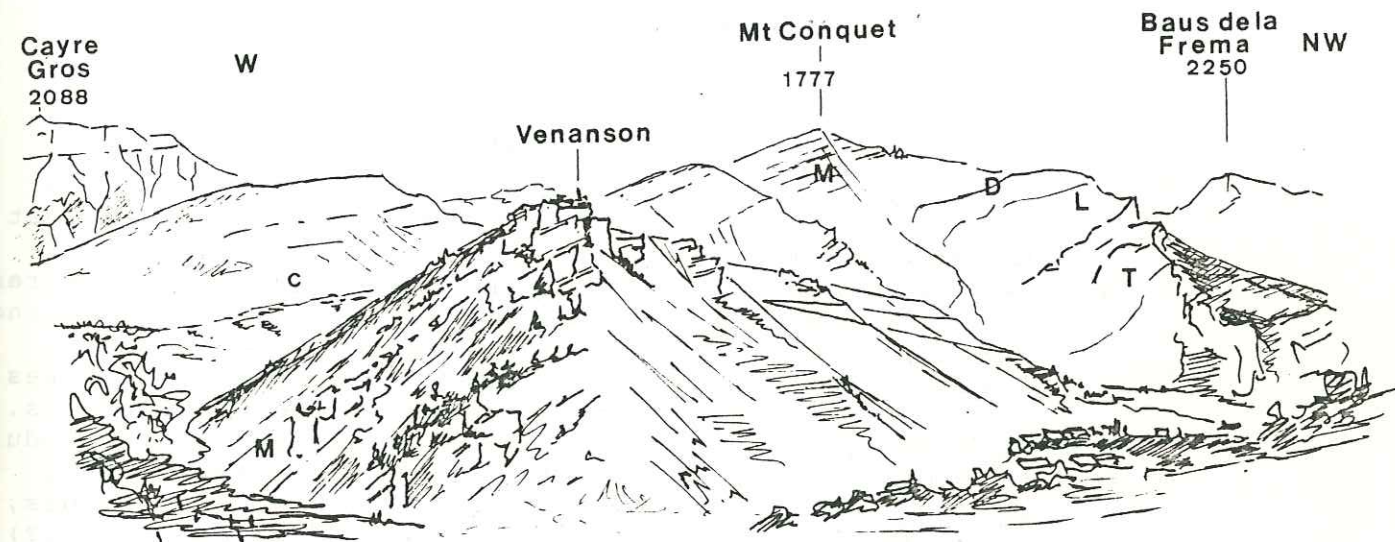


Fig.26 - Morphologie des terrains jurassiques dans la région de St-Martin-Vésubie

Les calcaires et calcaires argileux feuilletés

- 3 - Calcaires gris roux (6-8 m) renfermant au sommet une lumachelle de lamellibranches (*Gryphaea arcuata* LAM.). Les derniers bancs présentent des surfaces ondulées rouge-violacé. Le microfaciès est une micrite bioturbée riche en lamellibranches, gastropodes, entéroques... avec des plages ferrugineuses dolomitisées.
- 4 - Calcaires gris roux au toit occupé par une croûte rouge violacé (1 m).
- 5 - Calcaires roussâtres (7 m) ferruginisés, renfermant des

rostres de bélemnites. Le microfaciès (packstones à entroques) rappelle celui des calcaires à gryphées.

- 6 - Calcaires gris fins (30 à 35 m), avec des niveaux ferruginisés en bancs à surfaces mamelonnées, se débitant en rognons calcaires enrobés de marnes gris jaunâtres. Bélemnites et brachiopodes indéterminables dans une micrite à spicules de spongiaires.

Sur le toit encroûté des calcaires à gryphées (3) (Sinémurien inférieur), des calcaires bioclastiques roux (4 et 5) puis gris (6) doivent représenter une partie du Dogger (?).

Les calcaires gris massifs

- 7 - Calcaires à *cancellophycus* (80 m), puis calcaires en bancs massifs (100 à 150 m), monotones (micrites à filaments, spicules de spongiaires, *Haplophragmium*) avec des accidents siliceux et des intercalations marneuses feuilletées à la partie supérieure. Près du sommet, rares faunes attribuées au Callovien (inférieur ou moyen?).
- 8 - Calcaires grumeleux avec des interbancs marneux et rognoneux blanchâtres (15 m). Micrites à protoglobigérines et spicules de spongiaires, avec des amas micritiques plus sombres, à contours diffus ou plus nets et soulignés par une accumulation de débris. Faunes rares et peu significatives (*Phylloceras* sp.).
- 9 - Calcaires fins (10 à 15 m) (mudstones) renfermant *Divisosphinctes* sp. et *Dicosphinctes* sp.
- 10.a - Calcaires à chailles (50 m) en gros bancs avec, à la base, des globigérinidés et saccocomidés, et au sommet des calpionelles.
- b - Calcaires massifs et fins (environ 100 m), et calcaires argileux à nodules pyriteux. Micrites à débris d'échinodermes, spicules de spongiaires et calpionelles. A la partie médiane s'intercale une barre de calcaires à grains fins (grainstones) dépourvus de calpionelles. Au sommet, sous les calcaires et calcaires argileux du Crétacé, une seconde barre, plus massive, termine la série ; c'est un grainstone à gros grains micritiques, fragments de bryozoaires, polypiers, *Cladocoropsis* (?), entroques, brachiopodes, gastropodes, codiacées (?) et foraminifères (trocholines, pseudocyclammines (?), miliolidés...).

Les calcaires gris débuteraient au Bathonien-Callovien (7). Comme à Rimplas, ils sont formés de calcaires grumeleux (8) (Oxfordien moyen ?), de calcaires fins (9) (Oxfordien supérieur) à chailles (10 a) (Kimméridgien à Tithonique supérieur), puis des calcaires argileux avec des intercalations bioclastiques (10 b) (Tithonique supérieur et Berriasien ?).

d) Les autres profils dans la région de Venanson

. Au Mt Raja (commune de Valdeblore), coupe à l'E du sommet.

- 1 - Barre massive du Trias, puis argiles feuilletées noires, calcaires roux, plaquettes gréseuses (micrites à grains de quartz abondants et coquilles accumulées en lits)

renfermant *Avicula contorta* (Rhétien).

- 2 - Calcaires et dolomies en affleurements ruiniformes (Hetangien ?) (20 à 30 m).
- 3 - Calcaires à *Gryphaea arcuata* (Sinémurien inférieur) et *Gryphaea cymbium* (Lotharingien) au sommet (5 à 10 m). Le toit est occupé par une croûte violacée et ferrugineuse (3 à 5 cm), de structure stromatolithique présentant un décollement des laminations fossilisées par de la calcite limpide. Un calcaire à oïdes ferrugineux (0,3 à 0,5 m) colmate la surface..
- 4 - Calcaires roux (2 à 3 m) renfermant des sections de lamellibranches de grande taille (gryphées ?) et terminés par une surface ferruginisée ; au-dessus, calcaires glauconieux à oïdes ferrugineux (0,5 m).
- 5 - Calcaires roux (environ 10 m) avec à la base *Leioceras* sp. (Aalénien inférieur, zone à Opalinum ?) et au sommet *Graphoceras* gr. *limitatum* BUCK (limite Aalénien-Bajocien).
- 6 - Calcaires gris (packstones à oncoïdes), en bancs à surfaces mamelonnées (40 m). La base a livré *Sonninia* gr. *dominans* (Bajocien inférieur, zone à Sowerbyi, sous-zone à Discites). Le long de la piste reliant St Dalmas à Molières, le sommet de ces calcaires est marqué par des surfaces rubéfiées et ferrugineuses, à débit rognoneux, avec des perforations, des placages marneux à galets phosphatés (?) et des encroûtements de lamellibranches et polypiers. *Parkinsonia* sp. et *Cadomites* sp. indiquent le Bajocien supérieur.
- 7 - Calcaires feuilletés à *cancellophycus* renfermant des faunes bathoniennes.

. Au ravin de l'Adrech : les calcaires bajociens (6) à surfaces ferruginisées, renferment des entroques, des oncoïdes, des petits polypiers parfois encroûtés par des spongiaires, et des intercalations bioclastiques (grainstones). Comme au Mt Raja, leur toit est encroûté de spongiaires, perforé, et colmaté par un sédiment à vagues laminations et à galets ferruginisés.

. Au Mt Conquet et à la Colmiane, la coupe est comparable à celle de Venanson.

e) Relations entre les deux régions (Fig.27)

- . Les dépôts du Lias, absents ou réduits, près de Rimplas, affleurent à nouveau vers Venanson, avec les mêmes faciès, épaisseurs et âges qu'à Auron et Roya (corniche liasique).
- . Les assises du Dogger, présentes sur toutes les coupes, montrent des variations de faciès (durant le Bajocien) et d'épaisseurs (au cours du Bathonien-Callovien).
- . Les sédiments déposés au Jurassique supérieur sont caractérisés par des épaisseurs partout comparables, des modifications de faciès au même instant, chaque faciès occupant une large étendue.

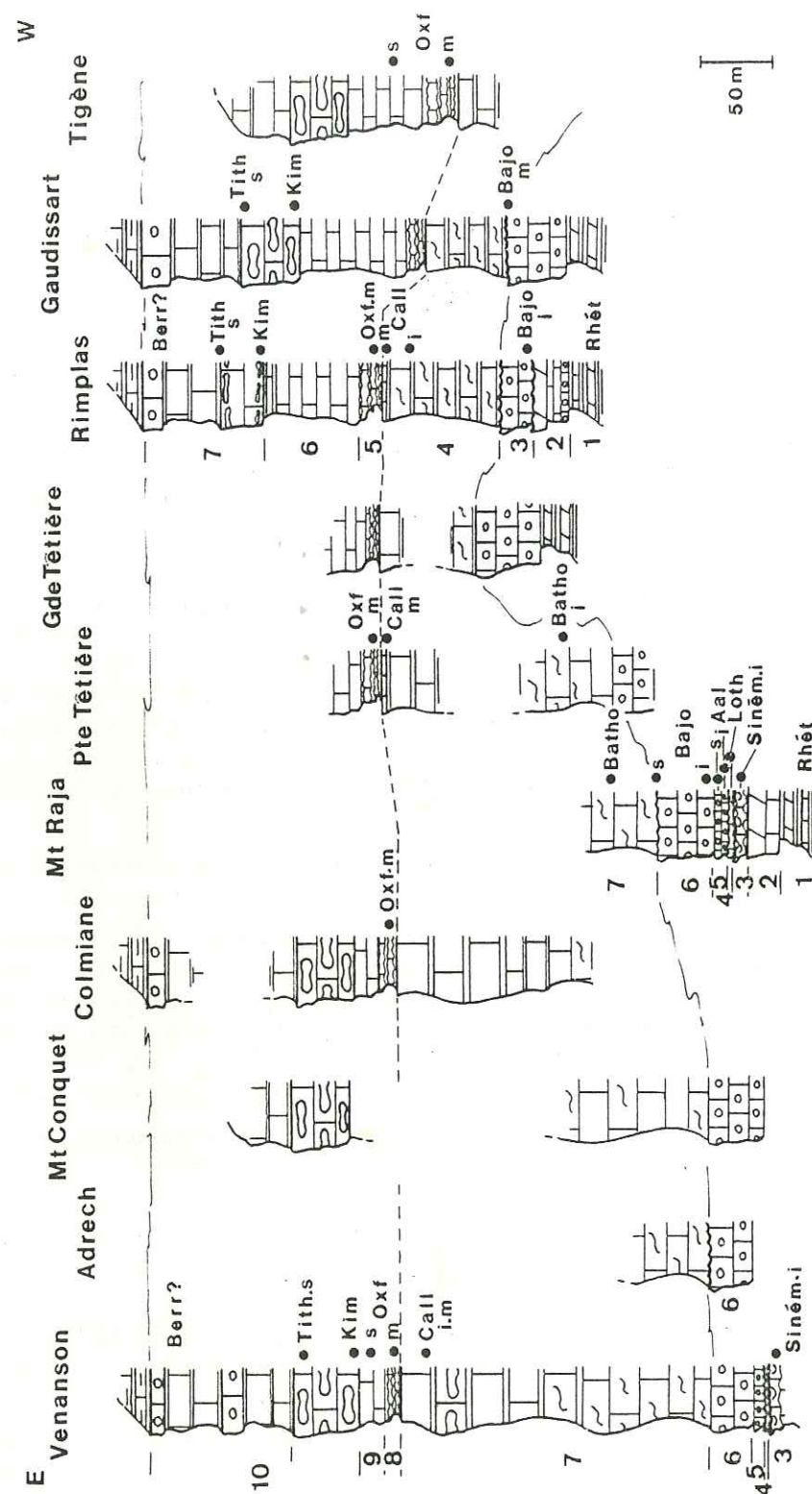


Fig. 27 - La série jurassique entre Rimplas et Venanson

f) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- . Corniche liasique (St Martin-Vésubie, Mt Raja)
 - Calcaires et dolomies : Hettangien ? - Lotharingien.
 - Surfaces encroûtées : Lias moyen-supérieur
 - Calcaires roux : Aalénien.
- . Calcaires et calcaires argileux feuilletés
 - Calcaires à surfaces ferruginisées : Bajocien inférieur-moyen
 - Surface encroûtée : Bajocien moyen-supérieur
 - Calcaires à cancellophycus : Bathonien inférieur - Callovien inférieur.
 - Calcaires rognoneux : Callovien moyen.
- . Calcaires gris massifs
 - Calcaires grumeleux : Oxfordien moyen (zone à Transversarium)
 - Calcaires lités : Oxfordien supérieur (zone à Bifurcatus) - Kimméridgien
 - Calcaires à chailles : Kimméridgien - Tithonique supérieur
 - Calcaires à grainstones : Tithonique supérieur à Berriasien ?

Les types de formations

- . Les terres noires ont disparu et la sédimentation est essentiellement carbonatée.
 - Des formations carbonatées affleurant de façon discontinue (?) (Lias).
 - Des formations carbonatées d'épaisseur assez constante présentant des variations de faciès (Bajocien, Berriasien) ou plus uniformes (Oxfordien à Tithonique).
 - Des formations argilo-calcaires feuilletées d'épaisseurs variables et d'âges sans doute différents (calcaires à cancellophycus).

Les événements importants dans la sédimentation

- Arrêt de sédimentation au Lias moyen-inférieur et absence de dépôt d'une grande partie du Lias vers St Sauveur.
- Reprise générale de la sédimentation au Bajocien inférieur, fossilisant un bassin liasique différencié ; arrêt des dépôts au Bajocien moyen ou supérieur.
- Déformation du substratum (Bathonien-Callovien), puis ralentissement de la sédimentation (Callovien moyen).
- Absence de dépôt du Callovien supérieur à la base de l'Oxfordien moyen et reprise de sédimentation à l'Oxfordien moyen.
- Enfoncement d'ensemble du substratum jusqu'au Berriasien.

g) Interprétation de la série entre St Sauveur-sur-Tinée et St Martin-Vésubie

. Un bassin différencié au Lias

Les fonds peuplés de lamellibranches au Rhétien sont recouverts à partir du Lias inférieur par des dépôts élaborés en milieu infratidal (auréole régulière de calcite fibreuse autour des grains) ou inter à supratidal (ciment agglutinant, cavités remplies de sparite). Comme dans la région de Vignols, des dolomies (Hettangien-Sinémurien ?) ont pu se former dans des

étendues d'eaux marines peu profondes (terriers ouverts), isolées du large (Rimplas et Mt Raja). Les vasières à gryphées traduisent le retour d'eaux franchement marines (Sinémurien inférieur-Lotharingien). Comme dans les autres régions, la sédimentation liasique présente un arrêt des dépôts (Lias moyen-supérieur), matérialisé par un encroûtement stromatolithique au toit des calcaires à gryphées.

L'absence de dépôt au Lias vers St Sauveur conduit à plusieurs interprétations :

- Les dépôts n'ont pas été conservés, érodés après leur dépôt, dissouts ou soumis à une ablation pendant leur formation.
- Les sédiments ne se sont pas déposés : les calcaires à gryphées, bien développés à Roya, réduits et pratiquement sans lamellibranches à Vignols, disparaissent à St Sauveur. La modification latérale du faciès à gryphées traduirait l'existence de conditions défavorables à la vie des huîtres et à l'élaboration de sédiments vers le SE. Considérant les autres assises liasiques, les constatations sont identiques, et la région de St Sauveur se présente comme une aire sans sédimentation durant tout le Lias. La proximité de hauts-fonds (Roya), et l'élaboration, à la périphérie de cette aire, de dépôts considérés comme plutôt littoraux (ooides ferrugineux et glauconie du Mt Raja), traduiraient l'existence d'un bombement du fond marin (émergé ?) vers St Sauveur.

Fossilisation du bassin liasique et sédimentation perturbée au Dogger

Les ammonites sont partout présentes dans cette région, pour la première fois au Bajocien. Le retour des eaux marines est donc général, résultant d'un enfoncement d'ensemble du substratum. Les sédiments sont variés : calcaires à chailles, entroques, oncoïdes ou spongiaires. La diversité des faciès reflète une certaine différenciation des fonds (héritage liasique ?), avec des eaux modérément agitées (polypiers) ou plus calmes (micro-filaments).

Des surfaces ferruginisées, durcies (perforées), et encroûtées de spongiaires, polypiers et lamellibranches, avec des galets, terminent les assises bajociennes. D'après B.H. PURSER (1980), les fonds durcis actuels se développent à faible profondeur (eaux modérément agitées), par suite d'une lithification précoce de fonds sableux, en particulier au "sommet des hauts-fonds". Le bombement de St Sauveur, bien qu'ennoyé, influence encore la sédimentation au Bajocien.

La surface durcie bajocienne est envasée dès le Bathonien inférieur par des boues carbonatées ou argileuses. Les conditions de dépôt (profondeur ?) varient peu (micrites à filaments et spicules de spongiaires partout), mais l'enfoncement du substratum n'est pas uniforme (série réduite à St Sauveur, épaisse à St Martin-Vésubie). Le bombement de St Sauveur apparaît donc au Bathonien-Callovien comme une région assez stable, bordée au NE par un domaine qui se déforme.

Un ralentissement (Callovien moyen) et un arrêt des dépôts (Callovien supérieur) se manifestent sur l'ensemble de la région. Il n'y a pas de surface érodée, pas de fond durci et d'indice d'émersion. La diminution du taux de précipitation

ou le vannage des boues calcaires permet l'installation de petites colonies de spongiaires dans des eaux plus ou moins isolées du large (absence d'ammonites au Callovien supérieur).

Reprise de sédimentation et enfoncement du substratum au Jurassique supérieur

A la base du faciès grumeleux, quelques cm de marnes et calcaires rognoneux sans ammonite, renfermant des filaments (encore calloviens ?) mais aussi quelques protoglobigérines (déjà oxfordiennes ?) pourraient représenter le Callovien supérieur, l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen. Le mélange des sédiments résulterait d'une bioturbation intense (terriers), favorisée par la relative stabilité des fonds à ce moment. Le fouissage permanent expliquerait aussi l'apparente homogénéité du sédiment et l'absence de surface durcie (lithification retardée ?, d'après B.H. PURSER 1980).

A l'Oxfordien moyen, les spongiaires et protoglobigérines pullulent sur des fonds aux eaux calmes (dépôts boueux) et franchement marines (retour massif des ammonoïdes). Les sédiments formés sont remaniés (protoglobigérines uniquement dans des amas), alors qu'ils étaient partiellement indurés (fossiles tronqués à la périphérie des amas) ou encore mous (amas imbriqués) ; les argiles sont en partie vannées. L'essentiel des calcaires grumeleux bréchiques est donc resédimenté.

L'ouverture sur le large, au Jurassique terminal, est constante (ammonites, globigérinidés, saccocomidés, calpionelles). L'enfoncement du substratum apparaît continu et uniforme (dépôts d'épaisseur comparable, la distribution des faciès ne fait plus apparaître le bombement de St Sauveur).

Des dépôts bioclastiques renfermant des microfaunes et des fragments d'organismes benthiques s'intercalent au sein des boues à calpionelles du Tithonique supérieur-Berriasien. Les grains se sont formés dans un milieu agité (tri, usure des bioclastes) et fossilisés en eaux peu profondes (encroûtements de calcite aciculaire) et agitées (vannage de la boue à calpionelles). Ces intercalations bioclastiques sont plus fréquentes vers le SE (Venanson).

h) Conclusions

On voit apparaître un élément paléogéographique nouveau, le bombement de St Sauveur dont la présence est déterminante sur la sédimentation liasique. Son influence, plus modérée au Dogger, n'est plus ressentie à partir du Callovien supérieur. Il semble donc qu'au cours du Jurassique, le comblement du bassin s'accompagne d'une simplification du dispositif sédimentaire.

Comme dans les régions voisines, les déformations du tréfonds, localisées et importantes au Lias-Dogger, ne se traduisent plus, au Jurassique supérieur, que par un enfoncement généralisé d'amplitude modeste.

5 - CONCLUSIONS : LE BASSIN JURASSIQUE DANS LA REGION DE L'ARGENTERA

a) Le bassin est différencié dès le Lias inférieur

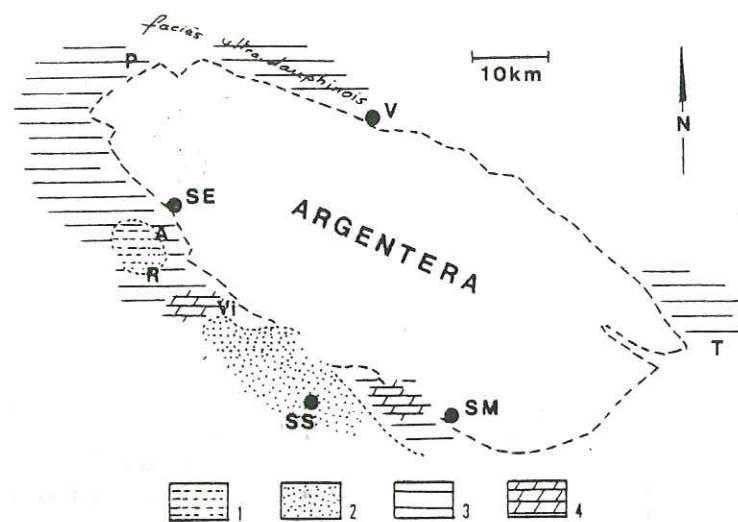


Fig. 28 - Le Lias inférieur autour de l'Argentera (Bombement de St Sauveur et haut-fond de Roya)
(1 Emersions, 2 Absence de sédiments, 3 Sédiments conservés, 4 Dolomies)
A Auron, P Pourriac, R Roya, SE St Etienne-de-Tinée, SM St Martin-Vésubie, SS St Sauveur-sur-Tinée, T Tende, VI Vignols, V Vinadio)

Les dépôts liasiques calcaires et élaborés en eaux calmes (Pourriac) ou agitées (haut-fond de Roya et Auron) sont dolomitisés (Vignols et St Martin-Vésubie) à proximité d'une aire apparemment dépourvue de sédiment, le bombement de St Sauveur (Fig. 28).

On voit donc s'individualiser dès le Lias inférieur une zone haute allongée NW-SE, sensiblement parallèle au faciès ultra-dauphinois reconnu entre Pourriac (C. STURANI) et la région de Tende (M. LANTEAUME), au revers N de l'Argentera. Ailleurs, le faciès est provençal (A. FAURE-MURET).

b) Le dispositif s'accroît entre Lias et Dogger

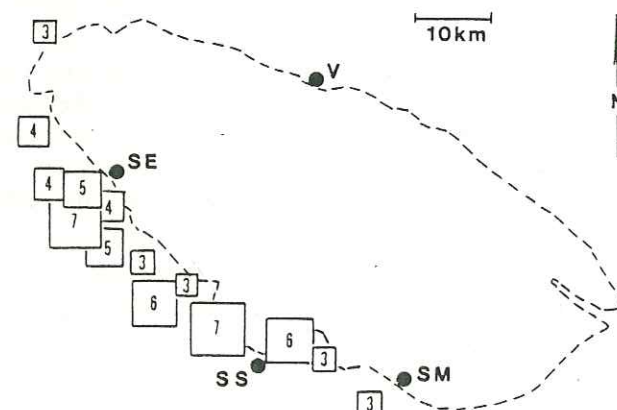


Fig. 29 - Durée de l'arrêt de sédimentation au toit du Lias inférieur (les chiffres indiquant l'importance de la lacune en étages)

L'arrêt de sédimentation, général au Lias moyen-supérieur, peut débuter plus tôt (St Sauveur) ou se poursuivre plus tard (Roya). La répartition de ces durées (Fig. 29) fait encore apparaître une zone haute orientée NW-SE, plus nette qu'au Lias inférieur.

Quand l'arrêt de sédimentation est de courte durée, il représente des époques différentes (Lotharingien à Toarcien, ou Domérien à Bajocien). On peut donc reconnaître (Fig. 30) des régions qui, au même moment et pendant la même période, sont dépourvues de dépôt, et des régions où l'arrêt de sédimentation débute à des moments variés pour durer plus ou moins longtemps.

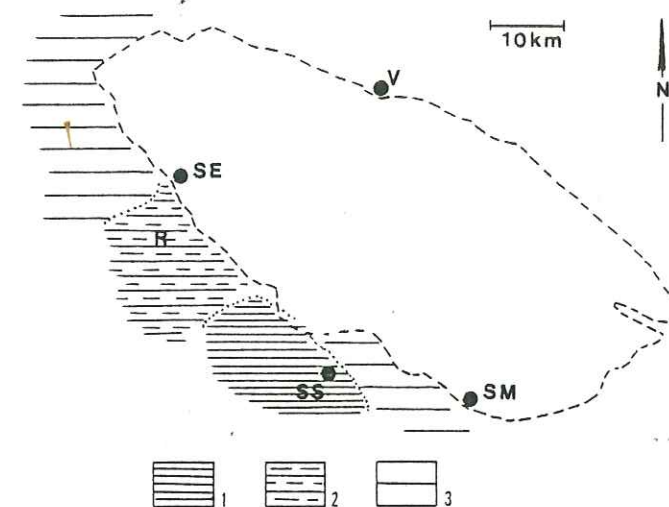


Fig. 30 - Début de l'arrêt de sédimentation et reprise des dépôts (âges)
(Absence de sédiments entre : 1 - Trias et Bajocien, 2 - Sinémurien inférieur ou Carixien et Toarcien à Callovien, 3 - Lotharingien et Toarcien Aalénien)

Le bombement de St Sauveur s'individualise alors comme une aire "stable" (lacune maximum) prolongée au NW par le haut-fond de Roya (lacunes variées), les fonds étant ailleurs dépourvus de sédiments au Lias moyen-supérieur seulement (lacune minimum). Suivant ce schéma, les déformations (plissements, failles, discordances) se produisent en bordure du bombement de St Sauveur traduisant une certaine instabilité du substratum : c'est le cas de la région de Roya-Vignols.

c) Le dispositif, ennoyé, est toujours actif au Dogger

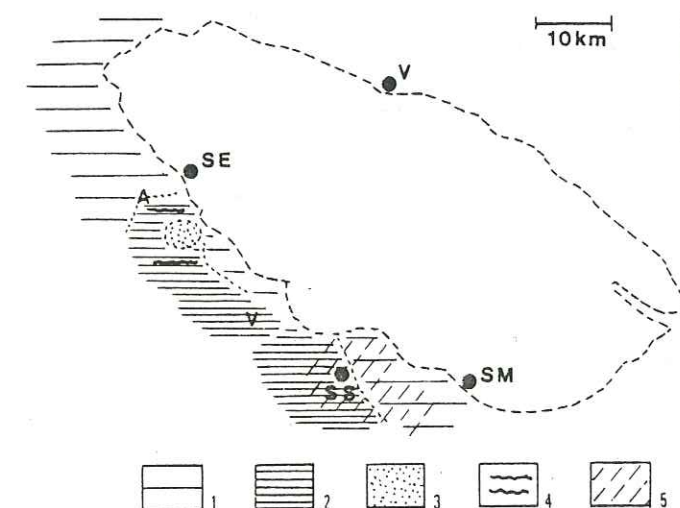


Fig. 31 - Bombement de St Sauveur et haut-fond de Roya au Dogger
(1 - séries épaisses, 2 - Séries réduites, 3 - Absence de sédiment, 4 - Erosion sous-marine, 5 - Surface durcie bajocienne et arrêt de sédiment. entre Callovien sup. et Oxfordien inf.)

Les séries épaisses, avec des faciès et des âges différents suivant les points, apparaissent localisées dans les parties du bassin où la lacune liasique était peu importante. La série réduite, près de St Sauveur, présente une surface durcie (Bajocien supérieur) et un arrêt de sédimentation (Callovien supérieur) ; dans les deux cas, aucune érosion mécanique

ne semble avoir lieu et le phénomène intéresse la même superficie, le bombement de St Sauveur et sa périphérie. Les séries réduites (ou épaisses) d'Auron et Vignols ennoient progressivement et de manière symétrique le haut-fond de Roya où le Dogger n'est pas représenté ; les indices d'érosion sous-marine sont fréquents. Le dispositif est donc constitué au Dogger par un large fond sous-marin stable aux eaux tranquilles près de St Sauveur, prolongé par un éperon émergé entouré d'eaux parfois agitées vers Roya. La morphologie mise en place au Lias conditionne de façon décisive la sédimentation pendant le Dogger.

d) Le dispositif s'atténue puis disparaît au Jurassique supérieur

La variation de faciès des dépôts à l'Oxfordien moyen coïncide avec une différenciation encore nette de leur substratum (Fig.32)

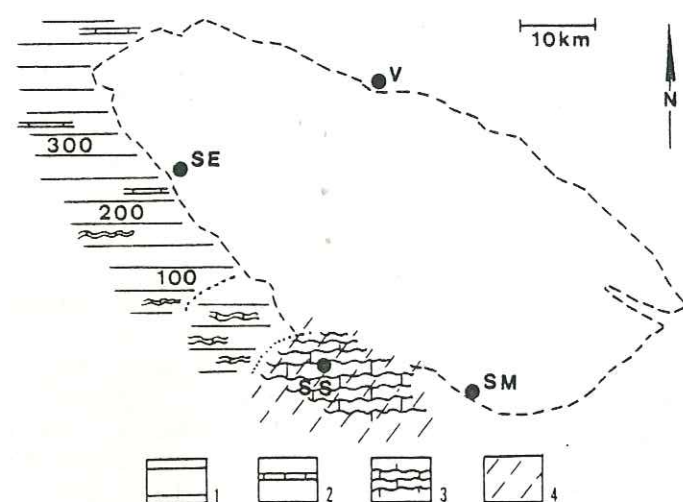


Fig.32 - Le haut-fond de Roya disparaît à l'Oxfordien moyen (1 - Terres noires, 2 - Bancs calcaires roux, 3 - Calcaires grumeleux "bréchiques", 4 - Discontinuité entre Callovien et Oxfordien)

Au SE, des calcaires grumeleux "bréchiques" recouvrent une surface callovienne aux dépôts calcaires. La sédimentation est discontinue. Au NW, des marnes à passées grumeleuses (Roya, Auron), ou microbréchiques (Pourriac), poursuivent apparemment sans discontinuité la sédimentation détritique uniforme à l'Oxfordien inférieur. A l'Oxfordien moyen, la zone haute est donc limitée au bombement de St Sauveur, le haut-fond de Roya ayant disparu sous les apports argileux. Par la suite (Fig.33), la sédimentation est uniformément car-

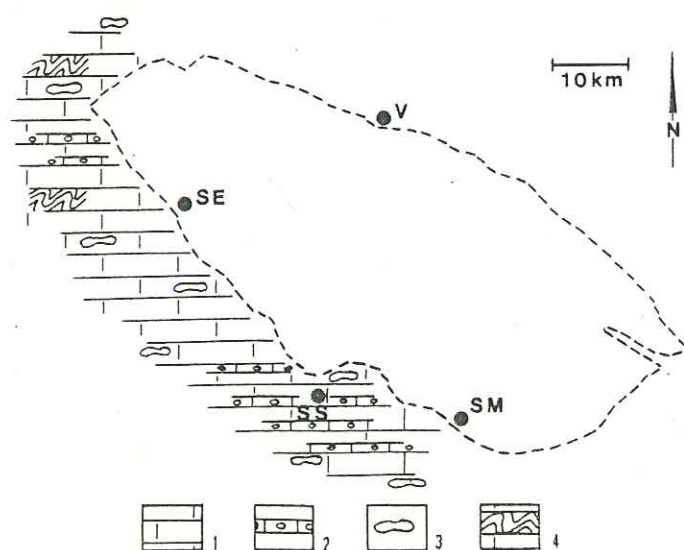


Fig.33 - La zone haute a disparu au Jurassique terminal (1 - Calcaires micritiques, 2 - Calcaires bioclastiques, 3 - Chailles, 4 - Resédimentation)

bonatée, et constamment en milieu ouvert ; le bombement de St Sauveur disparaît à son tour. Sa présence ne se traduit plus que par les intercalations bioclastiques au sein des dépôts fins du Berriasien.

En résumé, entre Pourriac et St Martin-Vésubie, la sédimentation jurassique est influencée par la présence d'une zone haute, parfois émergée, siège de déformations et d'importantes lacunes de dépôt : la "STRUCTURE" de la TINEE.

Son orientation, difficile à préciser à l'examen d'une bande d'affleurements aussi étroite, semble néanmoins NW-SE, parallèle au faciès ultra-dauphinois. Suivant ce schéma, sa direction coïncide aussi avec l'allongement du massif de l'Argentera et l'examen des régions voisines permet de préciser le dispositif.

CHAPITRE II

UN DISPOSITIF SEUILS-BASSIN (pourtour du dôme de Barrot)

- . Jusqu'au Bathonien, une aire affaissée de direction NW-SE : le bassin du Barrot, bordé par deux zones hautes, la structure de la Tinée (au N), la ride de Léouvé-Daluis (au S). Le dispositif serait lié à une déformation du tréfonds dès le Sinémurien inférieur, avec un épisode majeur entre le Lias moyen et le Lias supérieur. Les dépôts sont réduits et discontinus sur les aires moins affaissées, épais et presque complets dans l'aire subsidente. L'accumulation sédimentaire (carbonatée au Lias, argilo-calcaire au Dogger) contribue à maintenir partout une profondeur le plus souvent comparable, très faible au Lias moyen (l'émer-sion est presque générale), plus importante au Dogger (sauf sur les structures hautes qui rejouent épisodiquement).
- . Du Callovien à l'Oxfordien, la profondeur serait partout plus importante. Un nouveau dispositif se met en place, avec un domaine septentrional aux dépôts épais et continus (terres noires), et un domaine méridional aux dépôts réduits et discontinus. La limite entre les deux domaines s'oriente SW-NE, recoupant les structures antérieures.
- . Au Jurassique terminal, affaissement généralisé du substratum et sédimentation exclusivement carbonatée en eaux profondes.

SOMMAIRE

1 - De Pierlas à Pra d'Astier	77
a - La région de Pierlas	77
b - Les autres profils de la région de Pierlas	82
c - Principaux résultats	83
d - Interprétation de la série entre Pierlas et Pra d'Astier	84
e - Conclusions	85
2 - Entre Pra d'Astier et Daluis	85
a - La corniche liasique	86
b - La barre du Dogger	87
c - Les terres noires et la corniche terminale	89
d - Principaux résultats	90
e - Interprétation de la série entre Pra d'Astier et Daluis	92
f - Conclusions	93
3 - La région de Guillaumes	93
a - La coupe de Chateauneuf d'Entraunes	94
b - Entre Daluis et Guillaumes	97
c - Entre Guillaumes et Péone	98
d - Principaux résultats	100
e - Interprétation de la série entre Daluis et Péone	101
f - Conclusions	102
4 - Région de Beuil et Valberg	103
a - Le soubassement du Mounier entre Péone et le Mt- des Moulinés	103
b - Le Jurassique du col structural entre Barrot et Argentera	107
c - Principaux résultats	111
d - Interprétation de la série dans la région de Beuil et Valberg	112
e - Conclusions	113
5 - Conclusions : le bassin jurassique dans la région du Barrot	114
a - Un dispositif sédimentaire actuellement structuré NW-SE se met en place au Lias	114
b - Un nouveau dispositif sédimentaire, actuellement structuré SW-NE apparaît au Bathonien supérieur... ..	116
c - Le dispositif sédimentaire se simplifie au Jurassique terminal	117
d - En résumé	117

Le dôme de Barrot, formé de pélites rouges du Permien, est d'après J. VERNET (1965), un brachyanticlinal dissymétrique : au N, il est relié par un "col structural" au massif de l'Argentera et les terrains jurassiques affleurent largement. Au S et au S-W, la bordure du dôme est marquée par des failles de rejet important (de l'ordre du millier de mètres), les affleurements y forment une bande étroite. Quant aux sédiments jurassiques recouvrant à l'origine le dôme de Barrot, ils seraient actuellement, d'après P. BORDET (1950), "enfouis dans la cuvette de Puget-Théniers".

1 - DE PIERLAS A PRA D'ASTIER

Entaillés par l'érosion et disposés en auréole à Pierlas, les terrains jurassiques se présentent en cuesta à regard N au Pra d'Astier (déboché des gorges du Cians). La corniche liasique, la barre du Dogger, les terres noires et la corniche terminale sont bien individualisées.

a) La région de Pierlas

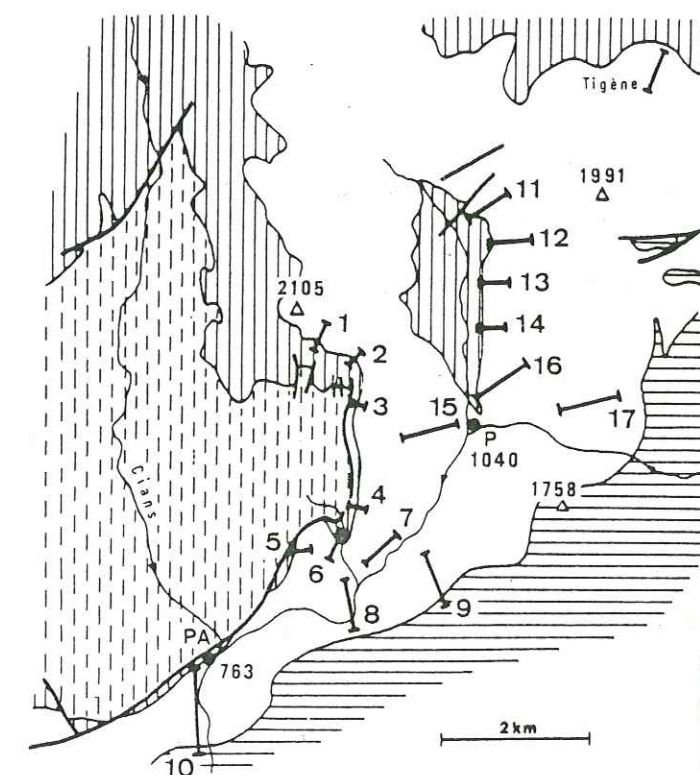


Fig.34 - Situation géologique et localisation des profils dans la région de Pierlas (1 à 4 Les Cluots, 5 Le Girent, 6 vallon de Roubi, 7-8 vallon de Pierlas, 9 crête de Lieuche, 10 Pra d'Astier, 11 à 14 vallon de Villette, 15-16 Pierlas village, 17 vallon de Coulier - PA Pra d'Astier, P Pierlas)

. Corniche liasique (Fig.35)

Coupe à l'E du Girent, dans les ravins en rive droite du vallon de Roubi, au-dessus de marnes à débit en plaquettes noires et bancs de calcaires roux, jaune-verdâtre, pyriteux, micritiques et renfermant des grains de quartz accumulés en poches. Ce faciès est daté du Rhétien au Pra d'Astier avec *Avicula contorta* (L. BERTRAND 1896).

- 1 - Dolomies à grains fins, grises ou brunes (30 à 40 m) en barres massives. Aucune macrofaune ; le microfaciès est une dolomicrite sans éléments figurés.
- 2 - Calcaires bioclastiques gris-roux (20 à 25 m), en bancs à surfaces ondulées et interbancs marneux renfermant des sables crinoïdiens. *Gryphaea arcuata* var. *rhodanensis*, rare à la base, forme une lumachelle dans la moitié supérieure avec *Arnioceras* sp., *Pararnioceras planaries* (REYNES), *P. gaudryi*, *Coroniceras lyra* (?), *Chlamys textorius* et *Pholadomya voltzii*. Micrites légèrement dolomitiques à lamellibranches, entroques, spicules de spongiaires, gastropodes, brachiopodes (?) et nodosariidés.
- 3.a- Calcaires roussâtres (1 m) à crinoïdes (*Pentacrinus tuberculatus*) rares petites gryphées et gryphées aplaties de grande taille.
- b- Calcaires gris, argileux et pyriteux, à fragments d'échinodermes (5 m).
- c- Dolomies à gros grains (8 à 10 m) en corniche à patine noire. A la base, grainstone à silifications diffuses, dolomitisation discrète, éléments micritiques bien triés, articles d'encrines, débris de lamellibranches et brachiopodes. Le sommet est une dolomie cristalline très grossière à fantômes d'entroques. Sur les derniers bancs, empreintes de lamellibranches, *Lytoceras* sp. et un *Hildoceratid* (*Protogrammoceras* sp. ?).
- d- Croûte ferrugineuse, rubéfiée et silicifiée, enrobant des galets phosphatés et des oncolithes (?) de 0,5 à 1 cm, et des entroques recristallisées. La croûte, épaisse de 5 à 10 cm, moule les creux de 10 à 20 cm du toit des dolomies, et recouvre des bancs différents (Fig.35).

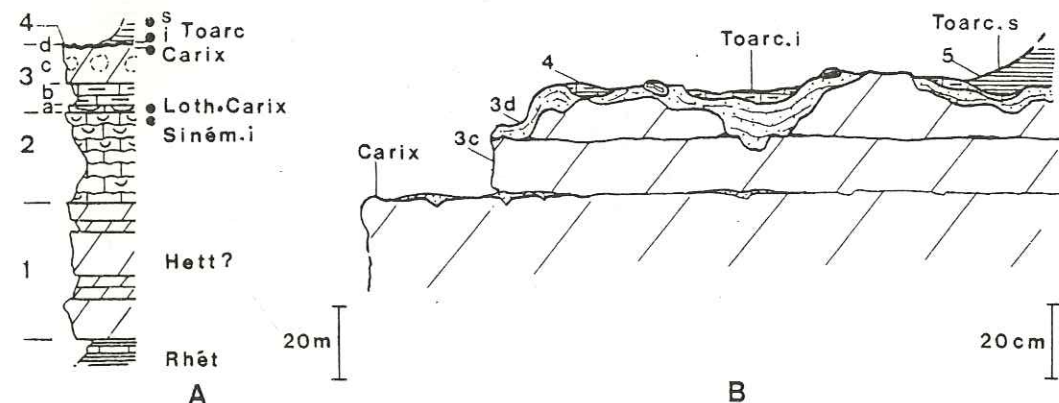


Fig.35 - La corniche liasique au vallon de Roubi (région de Pierlas) et la surface encroûtée des dolomies du Lias moyen

- 4 - Calcaires argileux (0 à quelques cm) conservés dans les dépressions de la croûte ferrugineuse. Micrite à oncolithes et fragments noirâtres de stromatolithes. Les ammonites (*Dactylioceras* sp.) sont rares.

La corniche liasique est attribuée au Lias inférieur et moyen: l'unité 1 représenterait l'Hettangien, 2 est datée du Sinémurien inférieur (zone à *Semicostatum*), 3a, b, c représentent le Lotharingien et le Carixien, 4 le Toarcien basal. La croûte ferrugineuse (3d) doit correspondre au Domérien.

. La barre du Dogger

Coupe dans le vallon de Roubi, complétée le long de la D428 dans le vallon de Pierlas (Fig.36)

- 5 - Marnes noires (25 m), en retrait sur la corniche liasique, à miches calcaires de plus en plus nombreuses vers le haut où elles s'organisent en strates. *Cancellophycus*, et à la base *Pleydellia* sp.
- 6 - Calcaires noirs en gros bancs (30 m) et interbancs marneux feuilletés, en ressaut. Micrites finement dolomitiques, à spicules de spongiaires, filaments et rares grains de quartz. *Leioceras comptum* et *L. lineatum* BUCK. à la base.
- 7 - Calcaires gris-roux à chailles noires branchues et *cancellophycus* (environ 50 m). La surface des bancs est ondulée, la gangue des chailles roussâtre ou blanchâtre, la dolomitisation fréquente. Les interbancs marneux, peu épais, renferment de la muscovite et des grains de quartz, des restes d'échinodermes (*Pentacrinus*, radioles d'oursin), de lamellibranches, des spirillines, dentalines et lenticulines. Micrites bioturbées à spicules de spongiaires, filaments et échinodermes. La partie inférieure renferme des bélemnites, *Braunsina* sp. et *Sonninia* sp.
- 8 - Calcaires gris en bancs massifs (80 m), à *cancellophycus*, *posidonomyes* et nodules pyriteux. Interbancs feuilletés progressivement plus argileux et plus épais vers le haut de la série, livrant de rares grains de quartz, des spicules de spongiaires, des ammonites pyriteuses, des lenticulines, *Nodosaria*, dentalines, marginulines (?) et abondantes spirillines. Microfaciès uniformément micritique, à filaments. A la base, *Lytoceras* sp., *Procerites* sp. et *Parkinsonia* sp.; au sommet, *Morphoceras* sp., *Zigzagoceras* sp., *Procerites* sp., *Epistrenoceras* (?) et nautilaire (*Pseudaganides* ?).
- 9.a- Marnes feuilletées à bancs calcaires et calcaires argileux (80 à 90 m) regroupés en trois barres. Micrites à spicules de spongiaires et filaments, pyriteuses à la partie supérieure où la faune, également pyriteuse, est abondante (*Phylloceras* sp., *Sowerbyoceras* sp., *Grossouvreia* sp., oppélidés et nautilaire). Les lavages de marnes ont fourni des gastropodes, lamellibranches et ammonites pyritisés, de la muscovite et du quartz, des lenticulines, dentalines, marginulines, *Astacolus*, *Lagena*, de nombreuses spirillines, et de rares agglutinants. Au sommet, *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) *gracilis*, *Indosphinctes* sp., *Reineckeites* sp., *Hecticoceras* sp.,

- Coenoceras* sp. et nombreux *Phylloceras* sp.
- b- Calcaires rognoneux roussâtres en corniche (8 à 10m), pyriteux à la base, bancs à surface bréchique se débitant en nodules, interbancs marneux blanchâtres. Micrites bioturbées à filaments, spicules de spongiaires et protoglobigérines (?).
- Hecticoceras* sp., *Kellawaysites* sp. et *Choffatia* sp. à la base, la partie supérieure livrant *Brightia* sp., *Reineckia tyrana*, *Hecticoceras* sp., *Phylloceras* sp. et *Grossouvria* sp.
- Sur les marnes (5) du Toarcien supérieur (zone à *Aalensis*), la barre du Dogger comprend des sédiments datés de l'Aalénien inférieur (zone à *Opalinum*) (6), du Bajocien inférieur (zone à *Sowerbyi*) (7), du Bathonien inférieur (zone à *Zigzag*) (8), et du Bathonien à Callovien inférieur (zone à *Gracilis*) (9a) ; les calcaires rognoneux (9b) sont datés du Callovien inférieur, puis du Callovien moyen.

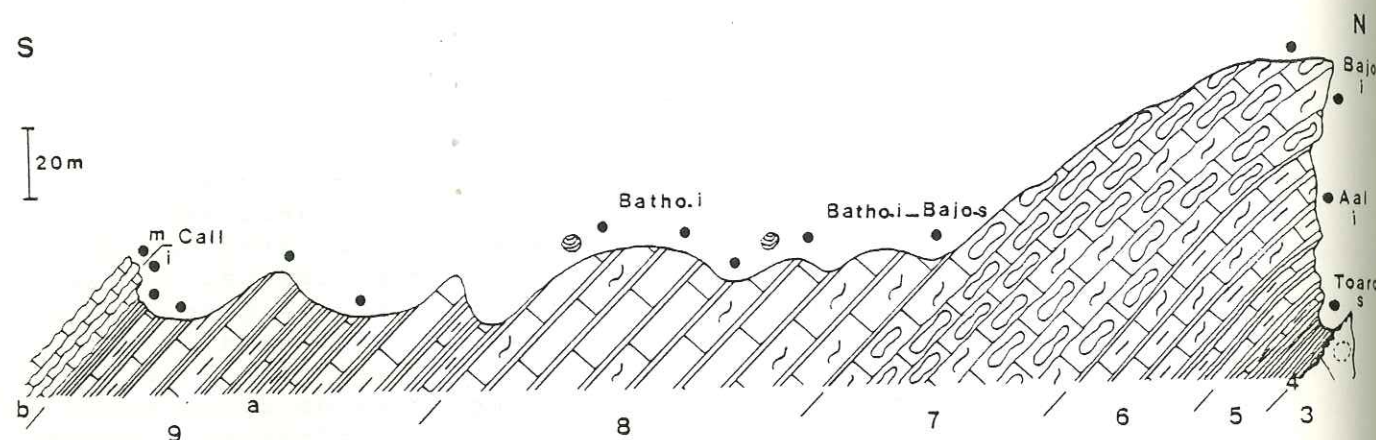


Fig. 36 - La barre du Dogger dans le vallon de Pierlas

Les terres noires et la corniche terminale (dans le vallon de Pierlas et le long du sentier recoupant la crête de Lieuche) Fig. 37.

- 10 - Un ensemble argileux (environ 20 m)
- a- Marnes et calcaires argileux (5 à 6 m), à bélemnites, *Pseudopeltoceras* (?), *Peltoceras* sp. et *Phylloceras* sp. Au sommet, quelques fragments de *Peltoceras* sp. et *Hecticoceras* sp.
- b- Terres noires (12 m) présentant dans leur partie médiane un banc de calcaires roux (0,3 m), ferrugineux, à texture finement granulaire. Dans les lavages, lamellibranches, gastropodes, plaques et radioles d'échinodermes, quartz bipyramidé, biotite, lenticulines, dentalines et abondantes spirillines. La partie inférieure renferme *Peltoceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Scarburgiceras* sp. et quelques périsphinctidés.
- c- Croûte de fer continue (1 à 2 cm) recouverte de façon discontinue par un calcaire jaunâtre à cassure bleue (0 à 10 cm) dont la surface supérieure présente des laminations. Il renferme des galets de calcaires noirs, des périsphinctidés très abîmés, des haploceratidés et phylloceratidés, des bélemnites et aptychus.

- d- Terres noires (4 à 5 m) à faunes pyriteuses, *Taramelliaceras* sp., *Sowerbyceras* sp. et *Perisphinctes* sp.
- 11 - Un ensemble argilo-calcaire (50 à 60 m)
- a- Calcaires grumeleux (5 à 6 m), en bancs à surfaces rognoneuses, interbancs marneux renfermant des spicules de spongiaires, des restes d'échinodermes et lamellibranches, des lenticulines, frondiculaires, dentalines, marginulines et rares petites spirillines. Bélemnites, *Sowerbyceras* sp., *Taramelliaceras* sp., *Euaspidoceras* sp., *Perisphinctes* sp. et *Gregoryceras* sp.
- b- Calcaires argileux et calcaires (50 m) intercalés dans des marnes noires et terminés par un niveau pyriteux. Les ammonites sont fréquentes à tous les niveaux : *Sowerbyceras* sp., *Taramelliaceras* gr. *argovienne* et abondants périsphinctidés (*Dichotomoceras* sp.)

L'ensemble argileux 10 est daté du Callovien supérieur (zone à *Athleta* et *Lamberti* (?) 10a), de l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*, sous-zone à *Scarburgense* 10b), et de l'Oxfordien moyen (10c et 10d). L'ensemble argilo-calcaire (11) représente l'Oxfordien moyen et supérieur : (11a) est daté de la zone à *Transversarium*, sous zone à *Parandieri*, (11b) des sous-zones à *Schilli* (sommet de *Transversarium*) et *Stenocycloides* (base de *Bifurcatus*). Les dépôts d'une partie de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*) et moyen (zone à *Plicatilis*) n'ont pu être mis en évidence : l'absence de sédimentation est matérialisée par la croûte ferrugineuse (10c).

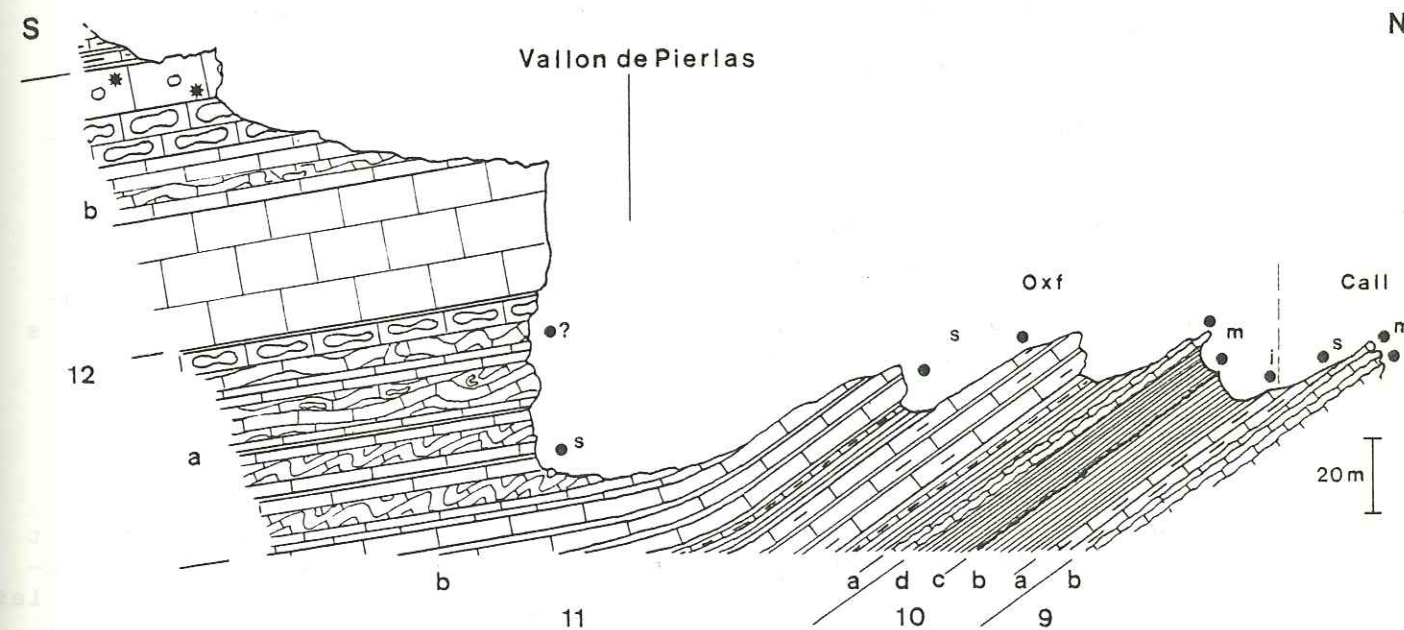


Fig. 37 - Les terres noires et la corniche terminale dans le vallon de Pierlas

- 12 - La corniche terminale est formée de deux unités :
- a- Faisceaux contournés, interstratifiés dans des couches non déformées (30 à 60 m). Interbancs marneux dans la moitié inférieure qui a livré à la base *Dichotomoceras*

bifurcatus (Q), *D. crassus* Enay, *Sowerbyceras* sp. et *Amoeboceras newbridgense* Sykes ; plus haut, *Epipeltoceras* gr. *bimammatum*. La partie supérieure est plus calcaire, les bancs déformés ou non renfermant des chailles et de rares périsphinctidés.

- b- Barre de calcaires massifs (60 à 80 m), avec quelques bancs déformés et des chailles au sommet. Des calcaires à polypiers et des calcaires bioclastiques terminent la falaise. Au-delà, marno-calcaires du Crétacé inférieur.

L'Oxfordien supérieur (12a) est bien daté : zones à *Bifurcatus* (sous-zone à *Grossouvrei*) et *Bimammatum*. 12b représenterait le Kimméridgien-Tithonique et une partie (?) du Berriasien.

b) Les autres profils de la région de Pierlas

-Au village de Pierlas et dans le vallon de Coulier, la corniche liasique est nettement plus épaisse (100 à 120 m), par suite du développement de toutes les assises postérieures à l'Hettangien ; des calcaires roux à entroques (30 m) avec des chailles au sommet s'intercalent entre la corniche dolomitique (Carixien) et les calcaires à chailles (Bajocien). Sur la dolomie, le changement de faciès est brutal (ravinement ?) ou se produit avec intercalation de calcaires argileux gris à entroques ; au sommet du faciès crinoïdien, aucune discontinuité de sédimentation. En l'absence de faune, ces calcaires à entroques sont attribués au Toarcien-Aalénien (?) ou au Domérien(?). La barre du Dogger s'épaissit aussi de façon importante :

- . Calcaires à chailles et cancellophycus (100 m), avec des faunes du Bajocien inférieur (graphoceratidés, *Sonninia* sp., *Braunsina* sp. et *Toxolioceras* sp.), du Bajocien moyen (*Stephanoceras brodiaei*).
- . Calcaires à cancellophycus (70 m) du Bajocien supérieur (*Parkinsonia dorsetensis* Wright) puis au Bathonien (*Procerites* sp., *Morphoceras polymorphum*).
- . Calcaires et calcaires argileux (120 m) du Bathonien et du Callovien (*Campylites* sp., *Reineckia* sp.)

Les calcaires grumeleux (Oxfordien moyen) forment une barre d'aspect brêchoïde, sans stratification, renfermant des fragments d'ammonites. La brèche ne ravine pas les marno-calcaires sous-jacents (Callovo-Oxfordien), s'épaissit (5 m) vers le N (en direction de Rimplas), se réduit (1 m) pour disparaître vers le S (dans le vallon de Pierlas).

-Dans le vallon de Vilette, la corniche liasique s'amincit progressivement depuis Pierlas (environ 100 m) au S, vers le fond du vallon (50 m) au N, la réduction d'épaisseur affectant tous les dépôts postérieurs à l'Hettangien, y compris les calcaires à entroques intercalés à la base des calcaires à chailles. Au fond du vallon, en contrebas de la baisse de Tavagnère, la barre du Dogger ne mesure plus que 150 m ; comme pour la corniche liasique, la réduction d'épaisseur est importante à cet endroit.

-Au Pra d'Astier, la série, comparable à celle du Girent, est datée à la base de l'Hettangien (*Alsatites* sp.). Nombreuses surfaces rubéfiées et encroûtées dans les calcaires à gryphées (Sinémurien inférieur, Lotharingien et Carixien) et au toit

des calcaires à chailles (Bajocien moyen-supérieur). Les marnes noires s'épaississent (50 m), la corniche terminale renferme des chailles, des brèches massives et quelques faisceaux contournés.

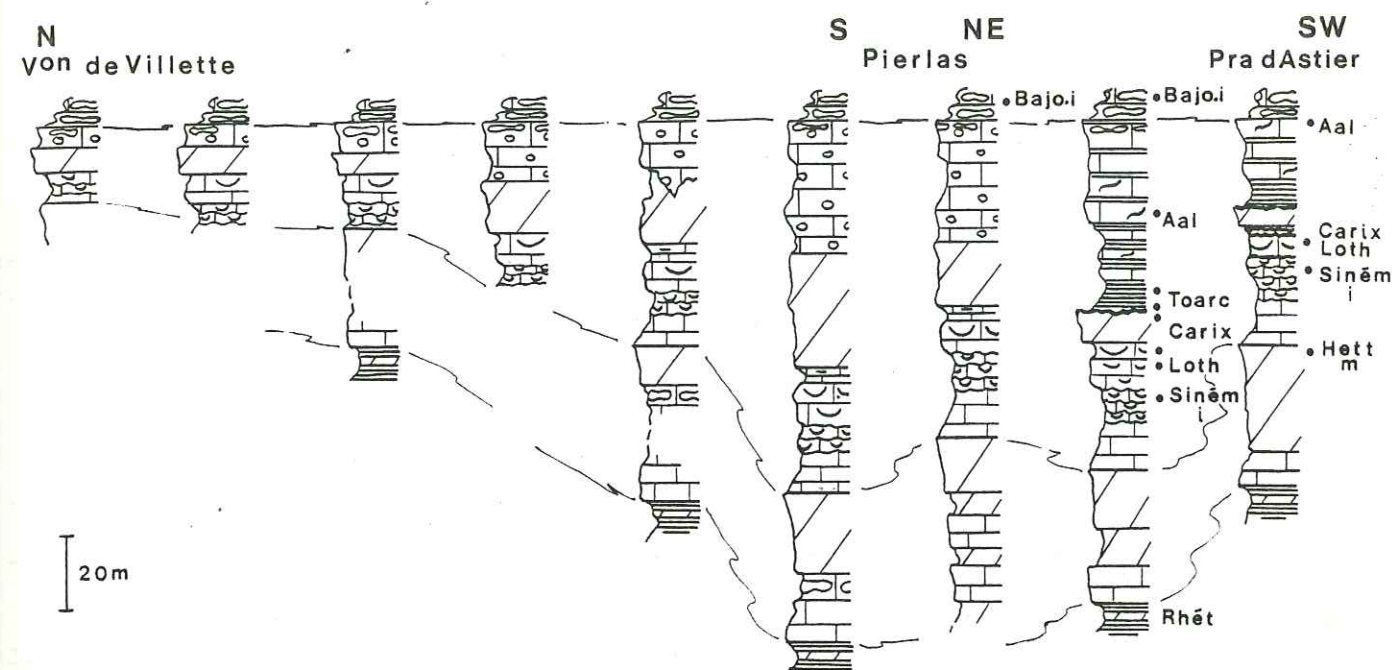


Fig.38 - Le Lias et la base du Dogger dans la région de Pierlas

-Entre les Cluots et le Girent, des calcaires à entroques s'intercalent entre la dolomie carixienne et les calcaires à chailles Bajociens ; ils représentent le Toarcien et peut-être une partie du Domérien (?).

c) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien à Carixien
- Surface encroûtée : Domérien
- Barre du Dogger : Toarcien à Callovien moyen.
- Terres noires : marnes du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen, avec un horizon pyriteux (sommet de l'Oxfordien inférieur, base de l'Oxfordien moyen ?) - Calcaires grumeleux et marno-calcaires à l'Oxfordien moyen et supérieur.
- Corniche terminale : Oxfordien supérieur à Berriasien (?).

Les types de formation

- Formations présentant partout des épaisseurs et des faciès comparables (partie inférieure de la corniche liasique (Hettangien), terres noires et corniche terminale).
- Formations variant rapidement d'épaisseur (dépôts liasiques

postérieurs à l'Hettangien, barre du Dogger), limitées géographiquement (calcaires à crinoïdes du Domérien (?)-Aalénien (?), ou présentant des changements de faciès (brèche de l'Oxfordien moyen).

Les événements importants dans la sédimentation

- Un sillon se forme à Pierlas dès le Sinémurien inférieur.
- Un arrêt des dépôts, de courte durée, se produit au Lias moyen.
- L'enfoncement d'ensemble du substratum au Jurassique supérieur.

d) Interprétation de la série entre Pierlas et Pra d'Astier

Le sillon de Pierlas apparaît au Sinémurien inférieur

- . Sur les argiles à quartz détritiques du Rhétien, des dolomies fines de diagénèse précoce (interstratification) et des calcaires parfois à chailles se déposent à l'Hettangien dans des étendues d'eau marine isolées de la mer ouverte (peu ou pas de faune pélagique). L'épaisseur constante de ces formations traduit un enfoncement d'ensemble du substratum à ce moment.
- . Les vasières à gryphées, ouvertes sur le large (ammonites), s'installent du Sinémurien inférieur au Lotharingien. Les dépôts sont nettement plus épais à Pierlas où la sédimentation est boueuse (calcaire et argileuse), qu'au N (vallon de Villette), où les couches à gryphées sont réduites et entièrement calcaires. Un piège à sédiment (sillon) apparaît donc à Pierlas dès cette époque. Il correspond à un affaissement du substratum.
- . L'isolement du large (ammonites plus rares) s'accompagne d'un certain confinement (dolomies) au Carixien. Les dolomies, à gros grains, ont pu se former lors du comblement du sillon à partir de calcaires à texture granulaire (sans doute crinoïdiens). Comme précédemment, les dépôts, épais à Pierlas, sont réduits vers le N (vallon de Villette) et vers le S (Pra d'Astier). L'affaissement du substratum persiste, mais la profondeur est partout la même.
- . A la fin de cet épisode, la profondeur est faible (oncolithes), mais il n'y a pas d'indice d'émersion. Le toit des dolomies carixiennes est raviné et encroûté par du fer (altération sous-marine) pendant un arrêt de sédimentation au Domérien. Les ammonites sont absentes sur la surface durcie jusqu'au Toarcien inférieur où se produit la reprise des dépôts.

Le sillon s'accroît au Dogger

- . La reprise de sédimentation est progressive au Toarcien. Des sables crinoïdiens s'accumulent à Pierlas tandis qu'au S (Girent) les sédiments du Toarcien inférieur, sans doute érodés, ne sont conservés que dans les creux de la surface durcie domérienne.
- . L'ouverture sur le large est nette à partir du Toarcien supérieur (retour massif des ammonites), et l'environnement de dépôt demeure constamment ouvert durant tout le

Dogger (spongiaires, cancellophycus, filaments...). Les sédiments présentent alors des faciès plus uniformes se succédant aux mêmes époques (calcaires à chailles bajociens, marno-calcaires à posidonomyes bathoniens...), malgré une déformation inégale du fond.

Le sillon fonctionne à nouveau avec, à Pierlas, un développement de chacune des assises de la barre du Dogger et une sédimentation continue du Toarcien au Callovien. La profondeur est cependant partout la même, sans variation de faciès importante, les dépôts sont nettement moins épais vers le N (vallon de Villette) et vers le S (Pra d'Astier) où apparaissent des surfaces ferruginisées au sommet des dépôts bajociens. Ces surfaces qui s'observent au même moment entre Auron et St Martin-Vésubie, pourraient résulter ici de l'action de courants à proximité d'un haut-fond (?).

- . Au Callovien moyen, les sédiments sont calcaires, réduits et bioturbés, la matrice argileuse vannée, et les ammonites accumulées. Le ralentissement de sédimentation est prononcé, intervenant au même moment qu'à Rimplas et dans les mêmes conditions : il termine une série monotone, fossilisant un sillon bien individualisé au niveau du tréfonds jusqu'au Bajocien supérieur.

L'enfoncement d'ensemble du substratum au Jurassique supérieur

Dès le Callovien supérieur, le bassin est envasé par un apport argileux d'épaisseur assez constante, le sillon ne se manifeste plus. Les sédiments sont élaborés en milieu ouvert (ammonites), mais sans continuité ? (absence des faunes du sommet de l'Oxfordien inférieur et de la base de l'Oxfordien moyen). Le faciès bréchique de l'Oxfordien moyen, comparable à celui de Rimplas, disparaît au S de Pierlas, jalonnant ainsi la bordure SW du bombement de St Sauveur.

L'apport argileux est plus discret à l'Oxfordien supérieur dont les assises, très déformées, ont glissé sur des pentes sous-marines.

e) Conclusion

La série de Pierlas s'est déposée dans une zone de relative subsidence. Vers le N (à l'approche de la structure de la Tinée) les séries sont réduites ou changent de faciès, comme au S (en direction du Var moyen) où une zone haute peut être décelée dès le Lias. Cette disposition évoque un sillon (ou un ombilic ?). On le voit se former dès le Lias inférieur, se combler au Lias moyen, se réactiver puis s'estomper au Dogger, pour disparaître au Jurassique terminal. Le Dogger apparaît alors comme une période d'importante modification du dispositif sédimentaire.

2 - ENTRE PRA D'ASTIER ET DALUIS

En bordure S et S-W du dôme de Barrot, les terrains jurassiques affleurent suivant une bande étroite où ils forment le flanc N des synclinaux E-W empruntés par le Var dans la partie moyenne de son cours. Les séries jurassiques sont plissées (Tête de Pibossan, haute vallée de la Roudoule), faillées (La Croix,

Auvare) ; elles recouvrent un Trias glissé et réduit tectoniquement au Pra d'Astier ; vers Léouvé, Permien et Trias sont en contact stratigraphique et "l'amincissement du Trias n'est certainement pas d'ordre tectonique" (P. BORDET 1950).

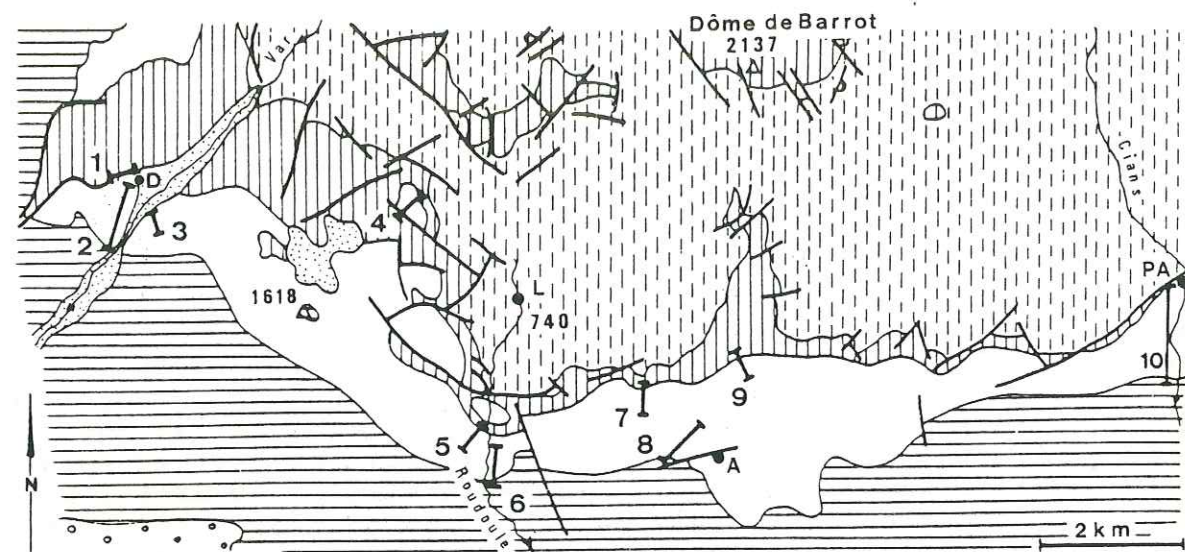


Fig. 39 - Situation géologique et localisation des profils entre Pra d'Astier et Daluis (1-3 Daluis, 4-6 Léouvé, 7 Mt d'Auvare, 8 Auvare, 9 Tête de Samos, 10 Pra d'Astier)

a) La corniche liasique

- A la Tête de Samos et au N du Mt d'Auvare

Argiles noires feuilletées, bancs de calcaires roux riches en quartz et dolomies jaunâtres (Rhétien)

- 1 - Calcaires fins et calcaires bioclastiques avec des dolomies interstratifiées (25 à 30 m) et des chailles (Hettangien)
- 2 - Calcaires bioclastiques à gryphées (6 à 8 m) dont la surface des bancs est ferruginisée au sommet (Sinémurien inférieur)
- 3 - Calcaires à entroques roux (1,5 à 2 m) au toit mame-lonné, ferruginisé et encroûté sur 1 à 2 cm (Lotharingien ?).

- A Léouvé et à Daluis

Sur les sédiments du Rhétien, toujours caractérisés par l'apport de quartz, une seule barre (30 m) représente le Lias inférieur. Les éléments de datation manquent mais ces calcaires et dolomies, avec leurs niveaux à chailles, rappellent les dépôts hettangiens. Les calcaires de la base, riches en grains dolomitiques et calibrés encroûtés de calcite fibreuse et cimentés par de la sparite, ont un faciès comparable à la même époque dans la région d'Auron et de Roy.

De Pra d'Astier où la corniche liasique est assez complète et présente encore les mêmes unités qu'à Pierlas,

la série est progressivement moins complète en direction de Daluis (Fig. 40) : la barre dolomitique carixienne disparaît à Auvare, les calcaires à gryphées du Sinémurien inférieur sont absents à Léouvé. Partout présents, les calcaires et dolomies de l'Hettangien changent de faciès : entièrement boueux au Pra d'Astier, ils sont boueux et granulaires à Léouvé et Daluis, mais ne présentent pas de variation importante d'épaisseur.

Comme dans la région de Pierlas, le développement de la corniche liasique au S du Barrot est lié à la réduction ou à l'épaississement de dépôts postérieurs à l'Hettangien.

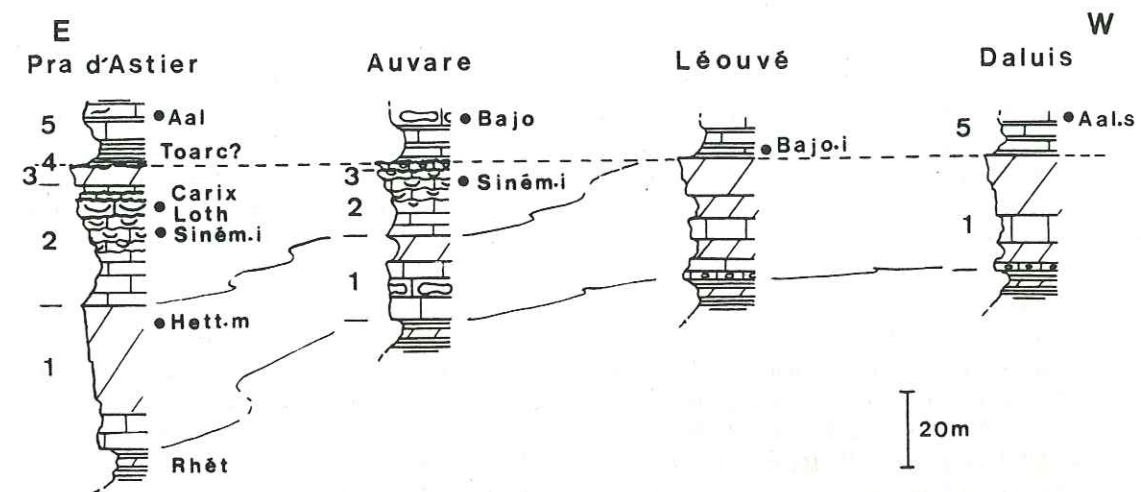


Fig. 40 - La corniche liasique entre Pra d'Astier et Daluis

b) La barre du Dogger

- Au N du Mt d'Auvare et au village d'Auvare de bas en haut :

- 5 - Marno-calcaires à bélemnites (15 à 20 m), datés de l'Aalénien et du Bajocien inférieur à Pra d'Astier.
- 6 - Calcaires à chailles, cancellophycus et spicules de spongiaires (40 m). *Parkinsonia* sp. (Bajocien supérieur) au sommet.
- 7 - Calcaires fins en gros bancs et calcaires argileux feuilletés (50 m) renfermant *Oxycerites* sp., *Phylloceras* sp., *Procerites* sp. et *Gonolites* sp., *Lytoceras tripartitum* (Bathonien inférieur).
- 8 - Calcaires à posidonomyes et petites faunes pyriteuses (30 à 40 m) ; *Homoeoplanulites* sp. et *Bullatimorphites* sp. (Bathonien supérieur à Callovien inférieur).
- 9 - Calcaires argileux se délitant en plaques, formant trois barres séparées par des marnes noires feuilletées (100 à 120 m) : *Choffatia* sp., *Reineckeites* sp. et *Lytoceras* sp. (Callovien inférieur et moyen). Au sommet, petite corniche de calcaires roussâtres et rognoneux (2 m) avec *Reineckeites* sp., *Reineckeia* sp. et *Hecticoceras* sp. (Callovien moyen).

La barre du Dogger à Auvare est formée par les mêmes unités

qu'à Pra d'Astier : même âge, faciès identique et épaisseurs comparables (250 m).

- A Léouvé

6.a-Sur la corniche dolomitique hettangienne; calcaires et marnes (0,6 m) à galets, bélemnites et *Sonninia* sp. (Bajocien inférieur).

b-Calcaires à chailles et cancellophycus (40 m). Les accidents siliceux sont nombreux à la base : disparaissant pratiquement dans la moitié supérieure, ils sont presque jointifs dans un gros banc au sommet.

7 - Calcaires en gros bancs à cancellophycus (30 m) et *Lytoceras tripartitum* (Bathonien inférieur).

8 - Calcaires et calcaires argileux à posidonomyes (30 m), *Stephanoceras* sp. (Bathonien supérieur ?).

9 - Calcaires argileux et marnes feuilletées (60 à 70 m), à petites faunes pyriteuses à la base, *Bullatimorphites* sp. au sommet (Bathonien supérieur à Callovien inférieur) sous une corniche de calcaires rognoneux (2 à 2,5 m).

Les dépôts aaléniens ont disparu, les sédiments bajociens sont moins riches en chailles, et la barre du Dogger est moins épaisse (150 m) à Léouvé.

- A Daluis

5 - En contact anormal avec le Trias, calcaires noirs avec des chailles au sommet (25 m). Le toit est mamelonné, encroûté de matériel ferrugineux et argileux enrobant des bélemnites (*Belemnopsis*) et des ammonites phosphatées : *Haplopleuroceras* sp., *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Graphoceras limitatum* Buck., *Ludwigella vibrata* Buck. (Aalénien supérieur, zone à *Concavum*). La surface, plane et ferruginisée, occupe des bancs différents (Fig.41) et scelle une cassure décalant un banc (rejet 0,3 m).

6.a-Calcaires à cancellophycus et chailles plus fréquentes dans la moitié inférieure (25 à 30 m).

A la base, marnes à miches calcaires renfermant *Sonninia* gr. *dominans* Buck., *S. marginata* Buck., *S. gr. substriata* Buck. (Bajocien inférieur, zone à *Sowerbyi*, sous-zone à *Discites*). Dans la moitié supérieure, peu ou pas de chailles, quelques stéphanoceratidés (Bajocien moyen).

b-Calcaires glauconieux (0,10 m) de patine bronze, à brachiopodes, spongiaires, polypiers, rognons phosphatés, bélemnites et ammonites de petites tailles : *Teloceras* sp., *Stephanoceras* sp., *Cadomites* sp., *Oppelia* sp., *Parkinsonia* sp., *Leptosphinctes* sp., *Garantiana*

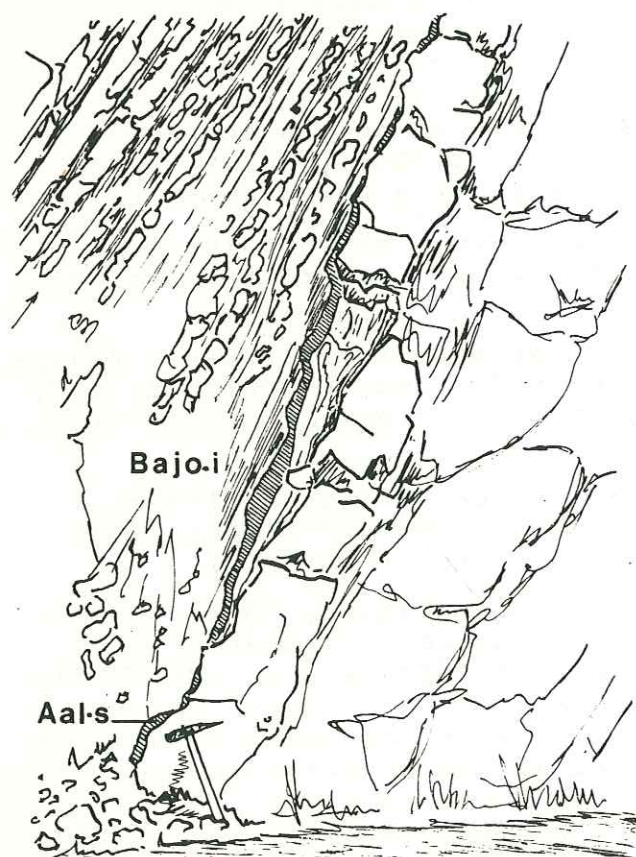


Fig.41 - La surface ferruginisée aalénienne à Daluis

baculata, *Hemigarantiana* sp., *Strenoceras niortense*, *Lytoceras* sp., nombreux *Phylloceras* sp. et un nautilite. Le béton glauconieux renferme un mélange de faunes du Bajocien moyen et supérieur (zones à *Blagdeni*, *Subfurcatum* et *Garantiana*).

7 - Calcaires et calcaires argileux feuilletés, à cancellophycus, et 8 faunes pyriteuses et posidonomyes (30 à 40 m). Sur la glauconie, calcaires bioclastiques (0,5 à 0,8 m) et calcaires à cancellophycus (1 m) renfermant *Garantiana* sp. (Bajocien supérieur), ou calcaires argileux feuilletés (Fig.42).

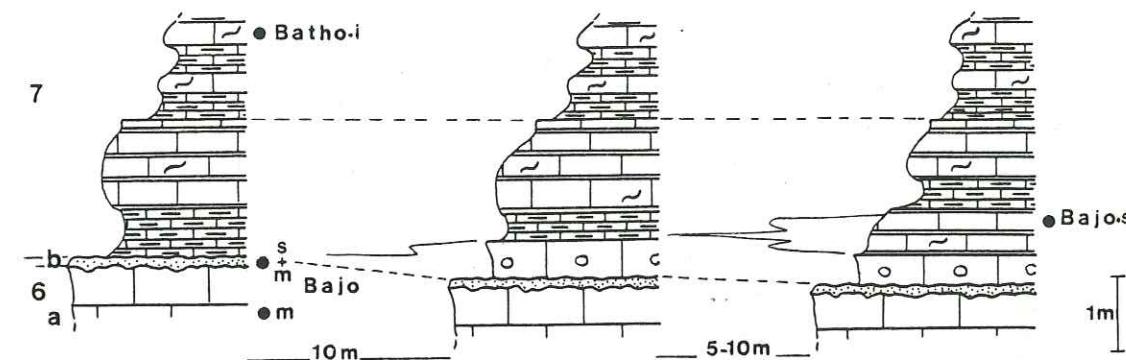


Fig.42 - Variation rapide des faciès après l'épisode glauconieux au toit des sédiments bajociens à Daluis

Dans la partie moyenne de cette unité, *Lytoceras tripartitum*, *Gonolkites* sp., *Morphoceras* sp., *Cadomites* sp. (Bathonien inférieur) ; au sommet, *Bullatimorphites bullatus*, *Ptychophylloceras* sp., *Grossouvria* sp., *Choffatia* sp. et *Macrocephalites* sp. (Bathonien supérieur et Callovien inférieur).

9 - Calcaires argileux et marnes feuilletées (50 m) terminés par une corniche de calcaires roussâtres rognoneux (0,8 m). *Flabellisphinctes*, *Grossouvria* gr. *calloviense* et *reineckeidés* (Callovien inférieur et moyen).

De Pra d'Astier à Daluis, la barre du Dogger est composée d'unités lithologiques de même âge (calcaires bajociens à chailles, calcaires bathoniens à posidonomyes...) ; comme au Lias, deux régions s'opposent : à l'E (Pra d'Astier et Auvare), la série est épaisse (250 m) avec des faciès de type Pierlas - à l'W (Léouvé et Daluis), les dépôts sont réduits (130 à 150 m), avec des interruptions de sédimentation (Aalénien supérieur, Bajocien supérieur) et des accidents siliceux moins fréquents au Bajocien.

c) Les terres noires et la corniche terminale

- A Auvare

10.a-Marnes noires (60 m) ; posidonomyes et bélemnites dans les 5 premiers mètres, avec *Brightia* sp., *Peltoceras* sp. et *Hecticoceras* sp. (Callovien supérieur). Au-dessus, *Scarburgiceras scarburgense*, *Cardioceras praecordatum*, *Lissoceras*

sp., *Sowerbyceras* sp., *Peltoceratoïdes* sp., *Campylites* sp., *Taramelliceras* sp. et *Hecticoceras* sp. (Oxfordien inférieur, zone à Mariae, sous-zones à Scarboroughense et Praecordatum). Dans les derniers mètres, cardioceratidés et la base de la zone à Cordatum.

b-Horizon pyriteux continu (5 cm), d'aspect conglomératique.

11.a-Marnes noires avec des bancs de calcaires roux (20 m), puis de calcaires grumeleux et rognoneux (20 m) : *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Ochetoceras* cf. *marantianum*, haploceratidés et perisphinctidés de l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium, sous-zones à Parandieri et Schilli).

b-Calcaires rognoneux (1 m) avec *Sowerbyceras tortisulcatum* abondants, *Lissoceras* sp., *Euaspidoceras* sp. et *Dichotomoceras* sp. (Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus).

12 - Corniche calcaire (100 à 110 m) ; bélemnites et *Lithacoceras* (?) ou *Progeronia riberoi* Choffat. (Kimméridgien moyen) à la partie médiane ; chailles dans la moitié supérieure (Tithonique à Berriasien ?) sous les calcaires argileux du Crétacé inférieur.

Comme à Pierlas, l'horizon pyriteux des terres noires pourrait matérialiser une absence de sédimentation (sommet de l'Oxfordien inférieur et base de l'Oxfordien moyen).

- A Léouvé et à Daluis

10 - Marnes noires (25 à 30 m à Léouvé, 50 m à Daluis), renfermant à la base *Peltoceratoïdes* sp., *Grossouvreia* sp. et *Brightia nodosa* (Callovien supérieur). Au sommet, *Sowerbyceras tortisulcatum* et *Dichotomosphinctes buckmani* (Oxfordien moyen). L'horizon pyriteux, plus discret qu'à Auvare, n'a pas été retrouvé.

11.a-Marno-calcaires gris, calcaires roux ferrugineux et marnes noires (15 à 20 m à Léouvé, 6 à 7 m à Daluis), avec *Thimariginites arolicus*, *Sowerbyceras tortisulcatum* et *Lissoceras* sp. (Oxfordien moyen, zone à Transversarium).

b-Calcaires grumeleux et rognoneux (20 m à Léouvé, 10 m à Daluis) ; au sommet, périsphinctidés (*Dichotomoceras* ?) de l'Oxfordien supérieur.

12 - Corniche terminale (90 à 100 m), avec des accidents siliceux et des barres massives de brèche à la partie supérieure (Oxfordien supérieur à Berriasien ?).

Les terres noires, réduites à Léouvé, se développent en direction de Pra d'Astier et de Daluis ; comme au Lias et au Dogger, la région de Léouvé est au Jurassique supérieur une zone de sédimentation réduite. Ce caractère disparaît au Jurassique terminal, les dépôts étant uniformément calcaires et les épaisseurs partout comparables (Fig.43).

d) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien à Carixien (E), Hettangien (W).
- Surface encroûtée : Domérien (E), Sinémurien à Aalénien (W).
- Barre du Dogger : Toarcien (E) ou Bajocien (W), à Callovien moyen, avec des discontinuités au Bajocien supérieur.

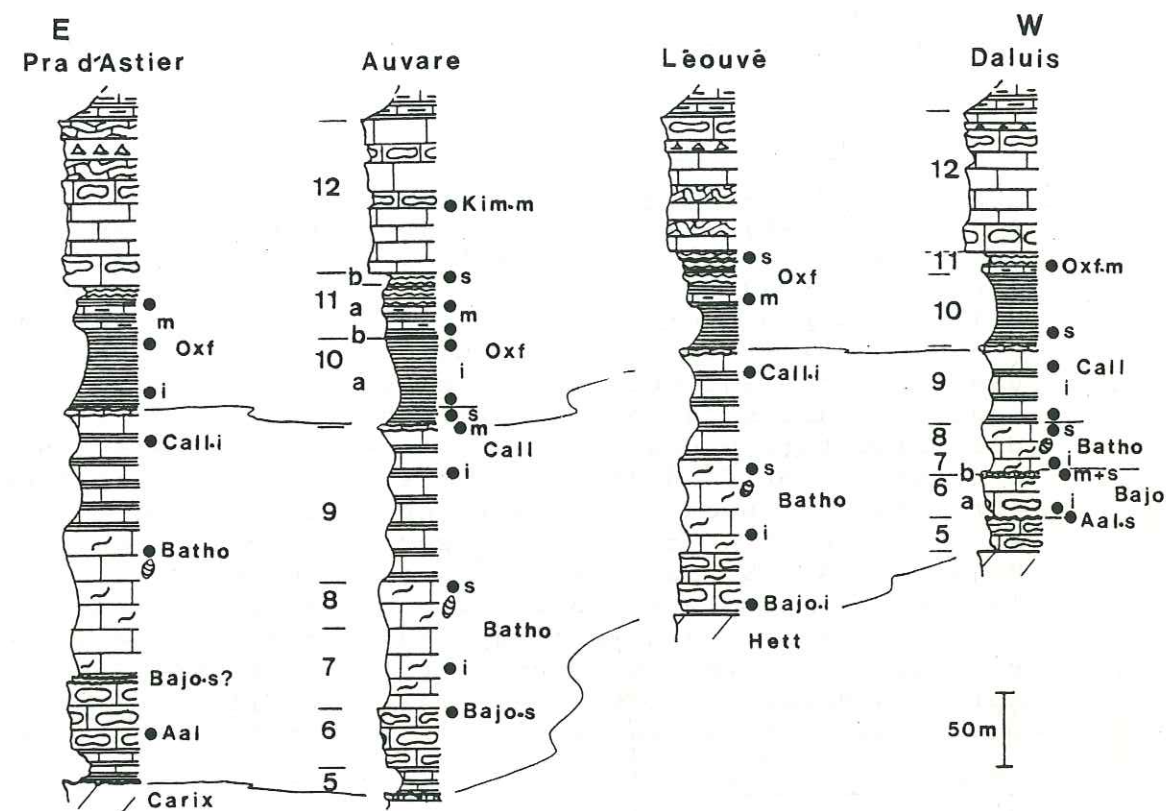


Fig.43 - Barre du Dogger, Terres noires et Corniche terminale entre Pra d'Astier et Daluis

- Terres noires : Callovien supérieur à Oxfordien moyen. Le sommet de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen n'ont pu être caractérisés.
- Corniche terminale : Oxfordien supérieur à Berriasien (?).

Les types de formations

- Barre hettangienne et corniche du Jurassique terminal d'épaisseur assez constante et partout présentes.
- Dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien, et sédiments du Dogger variant rapidement d'épaisseur et de faciès.

Les événements importants dans la sédimentation

- Déformation inégale du substratum dès le Sinémurien inférieur et formation d'une ride à Léouvé et à Daluis.
- Maintien en zone haute de la région de Daluis-Léouvé au Dogger.
- Persistance puis disparition de la structure haute de Léouvé au Jurassique supérieur.

e) Interprétation de la série entre Pra d'Astier et Daluis

Formation d'une ride à Léouvé et Daluis

- . A l'Hettangien, les sédiments s'accumulent sur un substratum qui s'enfonce régulièrement. L'apport détritique caractérisant le Rhétien a disparu et les dépôts sont carbonatés. Le milieu est peu profond (laminites), isolé du large (absence d'ammonites) et confiné (dolomies interstratifiées). Les eaux sont peu agitées (micrites) sauf à Léouvé où s'accumulent des sables calcaires en milieu infralittoral à intertidal (cimentation précoce de calcite en auréole autour des grains). La profondeur et l'agitation des eaux sont donc différentes à Léouvé dès cette époque.
- . Aucun sédiment n'est conservé sur la ride de Léouvé jusqu'au Bajocien. A l'E, par suite d'un enfoncement du substratum, la série se complète progressivement avec les mêmes unités que dans le sillon de Pierlas. Au Lias moyen, le dispositif ride-sillon s'atténue et une surface encroûtée occupe le toit des dolomies carixiennes (vers le sillon de Pierlas), ou des dolomies hettangiennes (sur la ride de Léouvé).

La région de Léouvé-Daluis est maintenue en zone haute au Dogger

- . Le fond durci au toit des sédiments liasiques est ennoyé par les calcaires à spongiaires et ammonites du Dogger. La zone haute se marque au Bajocien moyen-supérieur par des surfaces durcies (Pra d'Astier), des changements de faciès (Léouvé) et des arrêts de sédimentation (Daluis). A ce moment, une aire peu profonde, occupée par des spongiaires et des polypiers (comme à la même époque entre Rimplas et St Martin-Vésubie) s'individualise nettement entre Daluis et Léouvé. Elle est bordée en direction de Pierlas par un domaine plus profond où la sédimentation est continue.
- . Les faciès s'uniformisent au Bathonien, se succédant au même moment, avec un apport argileux plus important au Callovien. L'enfoncement du substratum est toujours plus prononcé vers le sillon de Pierlas et la ride de Léouvé n'apparaît plus dans les faciès. Elle disparaît complètement au Callovien moyen qui correspond, comme à Rimplas et à Pierlas, à un ralentissement de la sédimentation.

Disparition de la structure haute de Léouvé-Daluis au Jurassique supérieur

- . L'apport argileux envase le bassin du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen ; la sédimentation ne semble pas continue et le faciès terre noire est remplacé à l'Oxfordien moyen par des calcaires grumeleux à spongiaires et ammonites. Plus discrète qu'au Dogger la structure haute de Léouvé-Daluis se manifeste encore par des calcaires grumeleux plus développés qu'en direction du sillon de Pierlas où les dépôts sont argileux et nettement plus épais.
- . La zone haute de Léouvé-Daluis s'estompe définitivement après l'Oxfordien supérieur, par suite d'un enfoncement d'ensemble du substratum. L'apport argileux a disparu, et des pentes sédimentaires (situées plus au S ?) sont responsables de dépôts bréchiques resédimentés au Jurassique terminal.

f) Conclusions

La région de Léouvé-Daluis demeure tout au long du Jurassique une zone de sédimentation réduite ; la réduction d'épaisseur est due à une subsidence faible (Lias, Bajocien supérieur), ou modérée (du Bathonien à l'Oxfordien supérieur). Cette zone haute, qui se forme au Lias inférieur et moyen, borde vers le S-W le sillon de Pierlas apparu à la même époque.

Avant le Jurassique, les séries de Léouvé-Daluis présentent aussi des faciès particuliers (conglomérats permien dits "faciès de Léouvé") ou d'importantes réductions d'épaisseur (série triasique).

Certaines structures jurassiques pourraient ainsi être l'héritage de structures plus anciennes ?

3 - LA REGION DE GUILLAUMES (Fig.44)

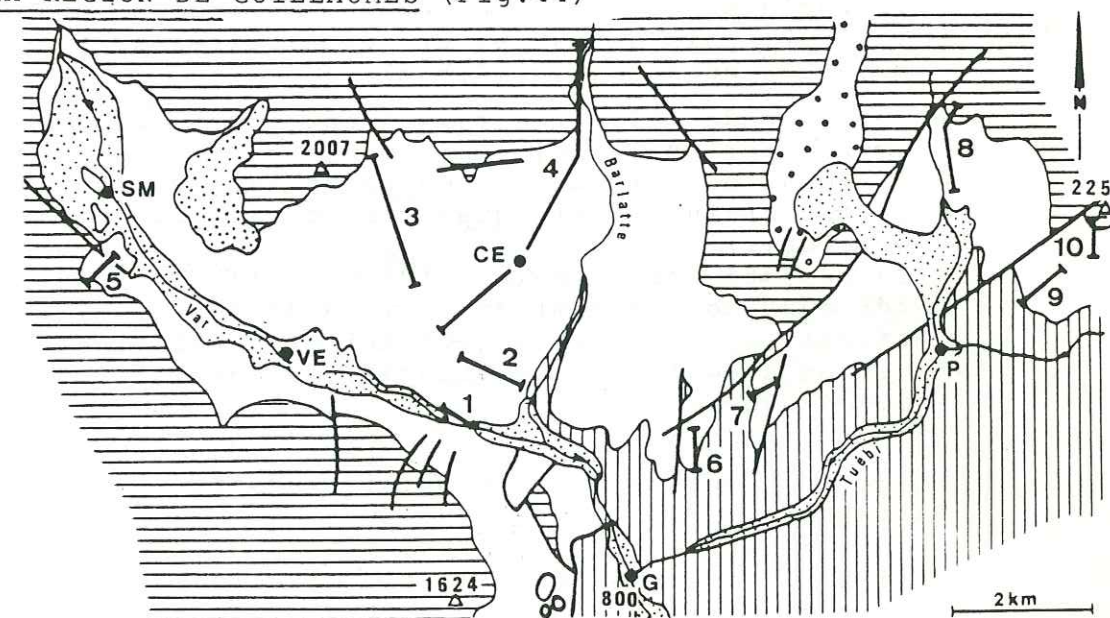


Fig.44 - Situation géologique et localisation des coupes dans la région de Guillaumes (1 RN202, 2-3-4 Châteauneuf-d'E., 5 St Martin d'E., 6 Bouchanières, 7 Collet d'Aulivet, 8 Baume de l'Ours, 9-10 Mt Estrop - G Guillaumes, P Péone, CE Châteauneuf d'Entraunes, SM St Martin d'E., VE Villeneuve d'E.)

Les terrains jurassiques affleurent largement dans la haute vallée du Var où l'érosion a dégagé une puissante série marneuse. Entre Daluis et Guillaumes, les séries jurassiques dominent le Permien des gorges du Var (ou gorges de Daluis), perchées sur un Trias souvent très déformé. Près de Guillaumes, des masses importantes sont éboulées avec une série jurassique pratiquement complète. La série en place, peu plissée mais souvent faillée, appartient au soubassement d'une épaisse formation crétacée et tertiaire qui s'étend vers l'W jusqu'à Digne, et vers le N jusqu'à Barcelonnette sous le flysch à Helminthoïdes chevauchant.

a) La coupe de Chateauneuf d'Entraunes

- Corniche liasique (Fig.45)

(Coupe le long de la N202, en amont du vallon de la Barlatte, et sur le versant N de ce vallon)

1 - Calcaires micritiques à chailles et calcaires bioclastiques (30 à 40 m), en gros bancs, terminés par des dolomies (1,5 m). Micrites à fragments de gastropodes, lamellibranches, échinodermes, serpulidés et brachiopodes accumulés en lits. Coprolithes de crustacés dans une micrite à grains et oolithes, sous les dolomies.

2 - Calcaires fins, calcaires bioclastiques et marno-calcaires (15 m). Bancs calcaires peu épais, à débit rognoneux, surfaces mamelonnées, rappelant les faciès du Sinémurien (packstones bioturbés à bioclastes nombreux, variés et peu roulés). Le microfaciès des marno-calcaires est une micrite rubanée, à lits argileux, pyriteux et dolomitiques.

3 - Calcaires gris roux en bancs rognoneux (10 à 15 m), à *Gryphaea arcuata*, *Lima duplicata*, *Pleuromya* sp., *Arnio-ceras* et *Coroniceras* sp. La surface du dernier banc est ferruginisée et recouverte du même faciès sans gryphées (0,5 m), puis de marnes et de calcaires argileux à spicules de spongiaires (0,5 m).

4 - Corniche de calcaires roux à entroques (15 à 20 m). Grainstone recristallisé, légèrement dolomitique, avec exclusivement des crinoïdes, de rares lamellibranches et des petits grains micritiques (entroques micritisées ou extraclastes ?).

(1) représente l'Hettangien, (2) ? et (3) le Sinémurien inférieur, zone à *Semicostatum*, avec au sommet un mètre de calcaires et marnes du Lotharingien-Carixien ? Par comparaison avec les autres coupes, (4) est attribué au Lias moyen-supérieur.

- Barre du Dogger (Fig.45)

(Coupe le long de N202 et sur le versant W du vallon de la Barlatte)

5 - Marnes noires feuilletées à miches de calcaires gris (5 à 6 m), enrobant à la base des blocs arrondis de calcaires roux de 10 cm à 1 m. Les blocs sont à contours nets (pas de mélange avec la matrice argileuse), de même nature que le sommet de la corniche liasique (calcaires

à entroques de l'unité 4) et renferment quelques éléments d'origine diverse (grains micritiques à spongiaires ou à oolithes, fragments de bryozoaires, de lamellibranches, grains de dolomies). *Pleydellia* sp. dans la matrice argileuse entre les blocs.

6 - Calcaires et calcaires argileux feuilletés (10 m), puis calcaires roussâtres à cancellophycus et chailles (70 m) en bancs massifs à surfaces mamelonnées, se terminant par une barre (5 m) de calcaires roux. Micrites argileuses et micrites à spicules de spongiaires et filaments. *Leioceras* ou *Haplopleuroceras* (?) sp. à la base ; *Skirrocera* sp. près du sommet.

7 - Calcaires et calcaires argileux gris jaunâtre (40 à 50 m), en bancs épais, à nodules pyriteux, peu fossilifères : *Parkinsonia* sp., *Zigzagiceras* sp., *Lytoceras tripartitum*.

8 - Calcaires à cancellophycus et cassure grumeleuse (30 m), en dalles minces au sommet de la barre qui domine le versant W du vallon de la Barlatte. Au-dessus, calcaires et calcaires argileux à faunes pyriteuses et posidonomyes (60 m). Les faunes sont abondantes sur toute l'épaisseur : *Zigzagiceras euryodos* (Schmidt), *Morphoceras egrediens* (Wetzel), *Procerites* sp., *Gonolites* sp., *Ebrayiceras* sp. et *Cadomites* sp., *Lytoceras tripartitum*, oppélidés et phylloceratidés.

9 - Calcaires roux (0 à 2 m) avec des amas pyriteux, en barre massive ou en bancs séparés par des lits marneux, se délitant en plaques au sommet. Faune rare (*Siemiradzka* sp.). La barre du Dogger est formée de sédiments datés du Toarcien supérieur (5), de l'Aalénien et du Bajocien inférieur à moyen (6), du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur (7), du Bathonien inférieur (8) et du Bathonien supérieur (9).

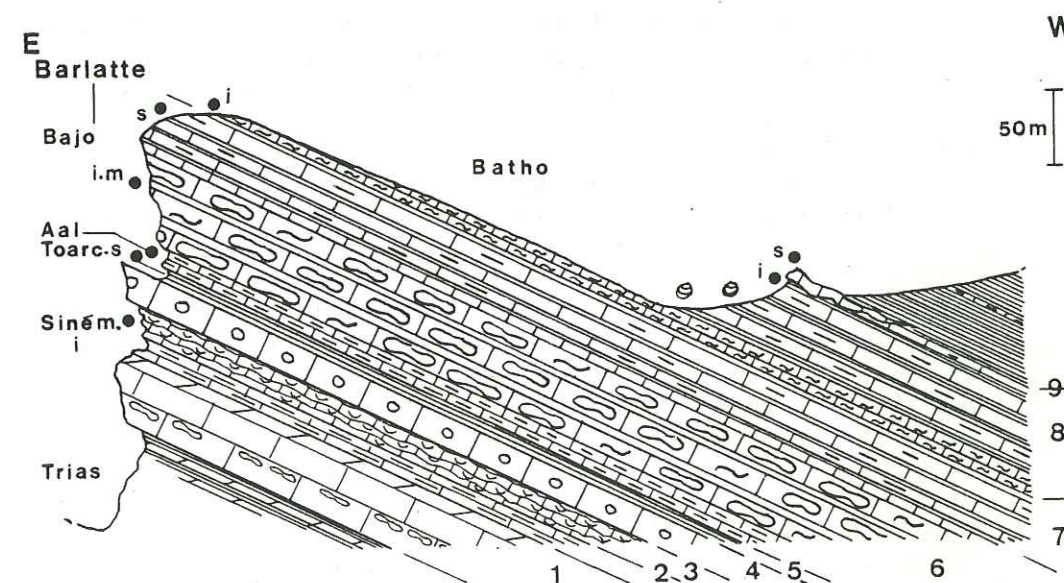


Fig.45 - La corniche liasique et la barre du Dogger près de Châteauneuf d'Entraunes

- Les terres noires et la corniche terminale
(Coupes dans les ravins de Chateaufneuf d'Entraunes, et le long de la route des Tourres).
 - 10 - Marnes noires (350 à 400 m) formées de trois unités :
 - a- Marnes noires avec un horizon pyriteux continu à la partie inférieure (20 m). Sur la corniche bathonienne, réseau de tubes de vers (?) de 2 à 5 cm de diamètre, dont la paroi est une micrite à pelleteïdes et microfiliaments entourant une micrite presque uniforme. Sous le niveau ferrugineux, *Indosphinctes rusticus* (Spath) (Callovien inférieur), puis *Hecticoceras* sp. et *Phylloceras* sp. Sur l'horizon pyriteux, des marnes noires feuilletées (10 m) sans fossile, avec au sommet quelques bancs de calcaires roux graveleux se débitant en pavés et renfermant *Hecticoceras* sp., *Reineckeia* sp. et *Phylloceras* sp. (Callovien moyen).
 - b- Marnes noires à nodules calcaires (300 à 350 m) avec quelques bancs de calcaires à grains grossiers près de la base. Les nodules de calcaires, à grains fins, sont moins fréquents dans les 50 à 100 derniers mètres où des bancs épais de calcaires argileux gris-jaunâtre s'intercalent. *Campylites* sp., *Cardioceras* gr. *suessiforme* (Spath), *Peltoceratoides* sp. et *Taramelliceras* sp., *Cardioceras* (*Vertebriceras*) gr. *densiplicatum* (Boden). L'essentiel de la formation fournit donc des faunes de l'Oxfordien inférieur et moyen (zone à *Plicatilis*).
 - c- Marnes noires, à bancs de calcaires graveleux roux et calcaires rognoneux gris intercalés (7 à 8 m), se terminant par des rognons de calcaires gris clairs en bancs décimétriques enrobés de marnes blanchâtres (0,5 à 1 m) : *Sowerbyceras* sp., *Gregoryceras* sp. et *Perisphinctes* sp. (Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*).
 - 11 - Corniche calcaire (100 à 150 m) renfermant des saccocomidés, globigérinidés et calpionelles (B. BEAUDOIN 1977) (Oxfordien supérieur à Berriasien):
 - a- Calcaires lités (30 m) avec des interbancs argileux à la base.
 - b- Calcaires massifs (80 m) en barres, à chailles, brèches et faisceaux contournés.
 - c- Calcaires progressivement plus argileux (20 m) sous les marno-calcaires du Crétacé inférieur.
- L'ensemble des terres noires et la corniche terminale est donc très développé à Guillaumes (500 m environ). L'apport détritique est daté du Callovien inférieur et moyen, de l'Oxfordien inférieur et moyen, la rareté des faunes ne permettant pas de préciser si la sédimentation est continue (absence d'ammonites du Callovien supérieur). L'horizon ferrugineux, retrouvé sur plusieurs coupes entre les calcaires roux bathoniens et les calcaires en pavés du Callovien moyen, paraît la seule discontinuité importante (entre Callovien inférieur et moyen). La sédimentation calcaire s'établit rapidement dès l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*) et l'existence de pente sédimentaire est responsable de brèches et de faisceaux contournés au Jurassique terminal (B. BEAUDOIN 1977).

b) Entre Daluis et Guillaumes (Fig.46)

La région de Chateaufneuf d'Entraunes apparaît nettement comme un sillon (800 m de série jurassique), bordant au N la ride de Léouvé et Daluis (3 à 400 m de série). Ce dispositif n'est pas apparent tout au long du Jurassique.

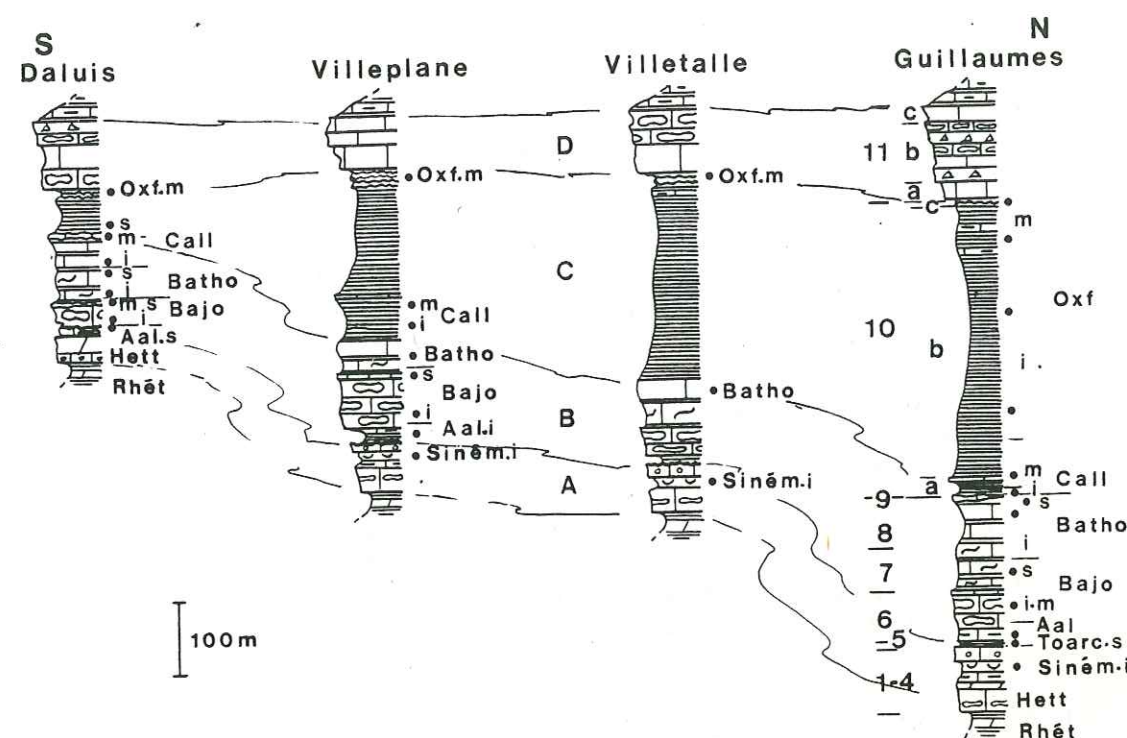


Fig.46 - La série jurassique entre Guillaumes et Daluis (A) corniche liasique, (B) barre du Dogger, (C) terres noires, (D) corniche terminale.

- Corniche liasique
Réduite à Daluis (30 m) où elle est incomplète (Hettangien seul représenté), elle s'épaissit à Chateaufneuf d'Entraunes (80 à 100 m) en se complétant (Hettangien, Sinémurien et Lias moyen). L'épaississement vers le N affecte les calcaires à gryphées (5 à 6 m à Villeplane, 10 m à Villetalle, 10 à 15 m à Chateaufneuf), et les calcaires crinoïdiens du Lias moyen terminés par une surface durcie à oncolithes (10 m à Villeplane, 15 à 20 m à Villetalle) ou du Lias moyen supérieur (20 m à Guillaumes). Les assises attribuables à l'Hettangien, quant à elles, sont d'épaisseur assez constante (30 à 40 m).
- Barre du Dogger
Elle est aussi plus épaisse dans le sillon de Guillaumes (200 m) que sur la ride de Daluis (130 m). Elle débute par des sédiments argileux au Toarcien-Aalénien dans la zone affaissée (Guillaumes) ou des dépôts marno-calcaires aaléniens sur la ride (Daluis). Des calcaires à chailles de faciès uniforme envahissent tout le bassin de l'Aalénien supérieur au Bajocien

moyen. Au Bajocien supérieur, la sédimentation est continue dans le sillon de Guillaumes, réduite à quelques mètres en bordure à Villeplane, et nulle sur la ride de Daluis. Les faciès s'uniformisent à nouveau au Bathonien inférieur avec des calcaires et calcaires argileux à cancellophycus et ammonites, plus épais cependant vers Guillaumes. Cette sédimentation monotone, qui se poursuit jusqu'au Callovien moyen sur la ride de Daluis, stoppe brutalement au Bathonien supérieur à Guillaumes.

- Terres noires et corniche terminale

Réduites et sans doute incomplètes du Callovien inférieur au Callovien moyen dans le sillon, les terres noires se développent à partir du Callovien supérieur à Daluis. Le dispositif ride-sillon apparaît alors clairement (50 m de marnes à Daluis, 400 m à Chateaufort d'Entraunes), avec une sédimentation continue dans la zone subsidente, et des dépôts apparemment incomplets près de Daluis où le sommet de l'Oxfordien inférieur et de la base de l'Oxfordien moyen n'ont pas été caractérisés.

Les calcaires grumeleux, réduits et partout de même âge (Oxfordien moyen, zone à Transversarium), et les calcaires sans variation d'épaisseur importante du Jurassique terminal, fossilisent le dispositif. Comme celui de Pierlas, le sillon de Guillaumes se forme après l'Hettangien et les sédiments déposés de façon continue, y sont plus épais et plus argileux (sauf au Bathonien supérieur). Son activité est maximum à l'Oxfordien inférieur et il s'atténue pour disparaître au Jurassique terminal.

c) Entre Guillaumes et Péone (Fig.47)

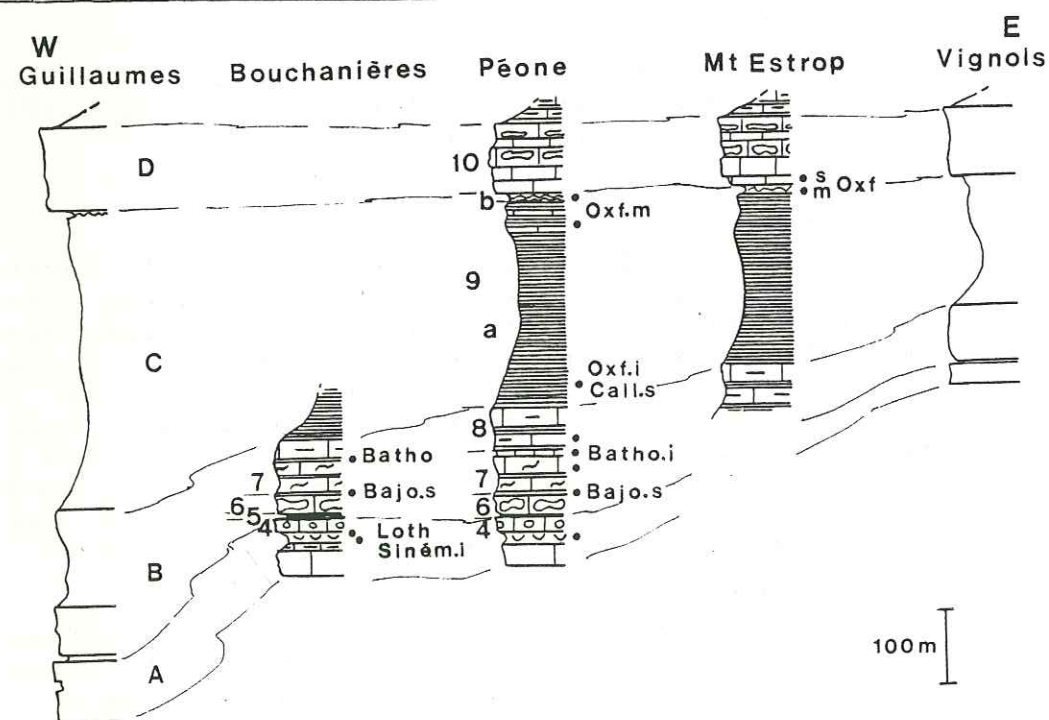


Fig.47 - La série jurassique entre Guillaumes et Péone (A corniche liasique, B barre du Dogger, C terres noires, D corniche terminale)

La série jurassique se réduit d'W en E (800 m à Guillaumes, 600 m à Péone) pour n'être plus représentée que par 3 à 400 m de sédiments à Vignols où d'importantes lacunes ont été décrites.

- Bouchanières et Collet d'Aulivet

1 - La corniche liasique est identique à celle de Chateaufort d'Entraunes ; des calcaires à grandes gryphées (Lotharingien ou Carixien) s'intercalent entre les calcaires à *Gryphaea arcuata* (Sinémurien inférieur) et les calcaires à entroques (Lias moyen).

5 - Marnes et calcaires (Toarcien-Aalénien) (5 à 10 m)

6 - Calcaires à chailles (25 à 30 m) dont le toit est daté du Bajocien supérieur (*Garantiana baculata*, *Strenoceras niortense*, cassées et roulées, mêlées à des bélemnites et des nodules phosphatés).

7 - Calcaires et calcaires argileux (80 m) à cancellophycus, faunes pyriteuses, *Cadomites* sp. (Bathonien), puis marnes noires.

- Péone, à la Combe et à la Barme de l'Ours

4 - Les calcaires à entroques médio-liasiques se développent (30 m)

6 - Calcaires à chailles (25 m) datés au sommet du Bajocien supérieur (*Garantiana* sp.)

7 - Calcaires à cancellophycus (50 à 80 m) avec *Gonolites* sp. et *Lytoceras tripartitum* (Bathonien inférieur).

8 - Calcaires argileux et marnes (50 à 60 m), en gros bancs à patine rougeâtre ; périssphinctidés très déformés (Callovien ?)

9.a - Terres noires (250 à 300 m) avec *Hecticoceras* sp. et *Peltoceras* sp. (Callovien supérieur ou base de l'Oxfordien inférieur) ; périssphinctidés de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis ?) au sommet où des calcaires graveleux rous s'intercalent.

b - Calcaires en rognons emballés de marnes (1,5 à 2 m) : *Sowerbyceras* sp., *Ochetoceras* sp. et *Perissphinctes* sp. (Oxfordien moyen, zone à Transversarium).

10 - Calcaires lités massifs (environ 100 m) avec de grosses barres de calcaires à chailles.

- Mt Estrop

Les terres noires (200 à 250 m), les calcaires grumeleux (1 m) et la corniche terminale (80 m) datée de l'Oxfordien supérieur à la base, présentent la même succession qu'à la Barme de l'Ours.

A Péone, la proximité d'une zone haute fonctionnant en permanence (structure de la Tinée) au N-E, influence directement la sédimentation : la réduction d'épaisseur est prononcée (Dogger et Terres noires), les dépôts moins argileux (disparition des marnes du Toarcien-Aalénien), et les arrêts de sédimentation fréquents (surface durcie au toit de la corniche liasique, accumulation et remaniement de

faunes au Bajocien supérieur). L'aire de subsidence maximum est donc localisée à Guillaumes, bordée au NE par la structure de la Tinée.

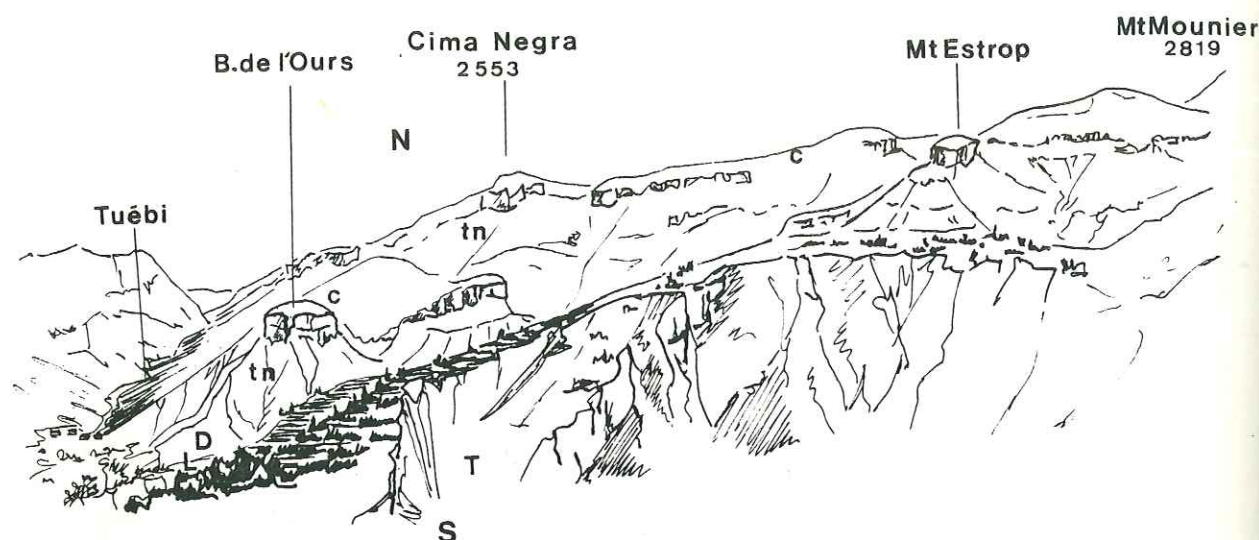


Fig.48 - Morphologie jurassique dans la région de Péone, avec en arrière plan l'échelle de Roya (Cima Negra)

d) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien à Lias supérieur (Toarcien ?) dans le sillon de Guillaumes, ou Lias moyen (Carixien ?) en bordure du sillon.
- Surface encroûtée : absente dans le sillon, Domérien à Toarcien en bordure.
- Barre du Dogger : Toarcien supérieur à Bathonien supérieur (sillon), Aalénien à Callovien moyen (en bordure).
- Terres noires : Callovien inférieur à Oxfordien moyen (sillon) Callovien supérieur à Oxfordien moyen avec réduction ou absence de dépôt à la limite Oxfordien inférieur-moyen (en bordure).
- Corniche terminale : Oxfordien supérieur à Tithonique-Berriasien.

Les types de formation

- Carbonatées, d'épaisseur constante et partout de même âge (barre hettangienne, corniche terminale)
- Argileuses ou carbonatées, d'épaisseurs variables, d'âges différents, à sédimentation continue ou non (dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien, barre du Dogger et terres noires)
- Allochtones (blocs de calcaires à entroques dans les marnes toarciennes du sillon).

Les événements importants dans la sédimentation

- Le sillon de Guillaumes se forme dès le Sinémurien inférieur.
- Complément, arrêt des dépôts et mouvements tectoniques au Lias moyen, érosion et resédimentation lors de la reprise de

sédimentation au Lias supérieur.

- Réactivation du sillon au Dogger et sédimentation perturbée.
- Ennoyage par les terres noires et disparition du dispositif rides-sillon au Jurassique terminal.

e) Interprétation de la série entre Daluis et Péone

Le sillon de Guillaumes se forme au Lias inférieur et moyen

- . Les fonds sont déjà différenciés à l'Hettangien : aux dépôts élaborés en eaux calmes (micrite) et peu profondes (coprolithes) à Guillaumes, correspondent au même moment des sédiments de milieu agité au N (Roya) et des faciès granulaires puis confinés au S (Daluis). L'épaisseur de ces formations est assez constante.
- . Les vasières à gryphées colonisent le bassin au Sinémurien inférieur. Le milieu est franchement marin (ammonites) avec des eaux plus calmes (argiles) à Guillaumes où les dépôts sont nettement plus épais. Le sillon de Guillaumes se forme donc à ce moment.
- . La déformation du substratum persiste jusqu'au Lias moyen-supérieur se traduisant par un épaissement de toutes les assises à Guillaumes. Au S, la ride de Daluis-Léouvé est dépourvue de sédiment depuis l'Hettangien ; au N, la structure de la Tinée émerge à Roya au Lotharingien. Le dispositif rides-sillon apparaît clairement.

Déformation et érosion au Lias moyen

- . Des surfaces durcies, érodées en marches d'escaliers, et encroûtées de fer se développent entre Villetalle et Villeplane. Un arrêt de sédimentation favorisant une érosion au Lias moyen (Domérien ?) peut être envisagé en bordure du sillon où la profondeur est peu importante (oncolithes).
- . L'érosion de sédiments médio-liasiques est attestée par les blocs resédimentés dans les marnes toarciennes déposées dans le sillon. Le matériel des blocs provient de la corniche de calcaires à entroques et de sédiments marins (oolithes, bryozoaires...) qui n'ont pas été retrouvés en place (formations sans doute peu épaisses). S'agit-il de véritables blocs ou de sédiment mou glissé, et contemporain des marnes ? Les figures de dissolution, non stylolithiques, au contact entre les grains et l'entassement des particules, presque jointives, évoquent la compaction de sédiments en milieu très peu profond (B.H. PURSER 1980). Cette compaction sans pression n'a pu avoir lieu au sein des marnes à ammonites du Toarcien, déposées en milieu nettement plus profond. Des figures diagénétiques précoces aussi fragiles n'ont pas été modifiées par le déplacement. L'induration des blocs était probable, comme celle du matériel qu'ils renferment (le contour des grains recoupe les éléments, oolithes ou bioclastes). Il s'agit donc bien de blocs, dégagés par l'érosion au Lias moyen, éboulés au sein de marnes toarciennes. Leur taille importante (1 m ou plus), évoque des reliefs non négligeables (petites falaises ?) qui pourraient résulter de failles.
- . Cet épisode tectonique (postérieur au Carixien, antérieur au Toarcien supérieur) est difficile à mettre en évidence par une observation directe. Des cassures au toit de la corniche liasique (rejet 0,5 à 5 m), apparemment scellées par les

marnes du Toarcien-Aalénien, pourraient lui correspondre. A Villetalle, les décalages par failles de la surface encroûtée des calcaires crinoïdiens sont en partie ferruginisés ou encroûtés d'un matériel marneux jaunâtre enrobant des galets (?) et remplissant des perforations. Le plus souvent, ces cassures ont rejoué récemment, et les indices tectonique et d'altération liasique sur les miroirs ont disparu.

Réactivation du sillon et sédimentation perturbée au Dogger

- La reprise des dépôts ne se produit pas au même moment : Toarcien supérieur dans l'axe du sillon, Aalénien en bordure.
- Les dépôts sont ensuite continus et nettement plus épais dans le sillon. En bordure, des discontinuités se produisent au Bajocien supérieur : arrêt de sédimentation et établissement d'un haut-fond à Daluis, surfaces d'accumulations et remaniements de faune à Péone. La fin du Bajocien apparaît alors comme une période de déformation opposant, comme au Lias moyen, une certaine stabilité du substratum en bordure du sillon à un enfoncement ininterrompu dans l'axe.
- Le dispositif rides-sillon disparaît au Bathonien inférieur, les sédiments étant partout plus argileux et riches en ammonites. Dans l'axe du sillon, ce type de sédimentation s'interrompt brutalement au Bathonien supérieur ; au même moment, il y a émergence (Auron) ou réduction des dépôts (Vignols) sur la structure de la Tinée au NE du sillon. A l'opposé, vers le S, la sédimentation est continue jusqu'au Callovien moyen qui correspond à un ralentissement très net de la subsidence sur la ride de Daluis. Avant le dépôt des terres noires, la sédimentation est très perturbée et le sillon de Guillaumes apparaît moins clairement.

Ennoyage par les terres noires et disparition du sillon de Guillaumes au Jurassique terminal

- Le sillon se creuse à nouveau, envahi par les marnes noires au Callovien inférieur à Guillaumes. Les discontinuités (croûtes ferrugineuses entre sédiments du Callovien inférieur et moyen) dans l'axe du sillon pourraient correspondre à la réduction des dépôts, générale à cette époque, entre Daluis et Pierlas et sur le bombement de St Sauveur.
- Les terres noires atteignent les bordures du sillon au Callovien supérieur ; le remplissage est donc progressif ; l'enfoncement du substratum, à nouveau localisé à Guillaumes, est maximum à l'Oxfordien inférieur.
- L'apport argileux, apparemment continu dans le sillon, se tarit à l'Oxfordien moyen-supérieur ; sa disparition coïncide avec l'effacement du sillon de Guillaumes et une uniformisation des faciès et des épaisseurs.

f) Conclusions

La région de Guillaumes est une zone de forte subsidence (sillon) au Jurassique, bordée par la ride de Léouvé-Daluis (au S) et par la structure de la Tinée (au N). La déformation différentielle du substratum est pratiquement continue avec un paroxysme à l'Oxfordien inférieur, dans l'axe du sillon. Le Lias moyen et Bathonien supérieur correspondent vraisemblablement à des modi-

fications importantes du dispositif sédimentaire : émergences sur la structure de la Tinée, cassures et arrêt de subsidence dans le sillon de Guillaumes, absence de sédiments sur la ride de Léouvé-Daluis.

4 - LA REGION DE BEUIL ET VALBERG

Les terrains jurassiques de la couverture N du Barrot affleurent en sommets arrondis entre 1500 et 1800 m d'altitude. Ce plateau correspond au "seuil structural" reliant le Barrot à l'Argentera (J. VERNET 1965). Il domine les vallons de l'Aigue Blanche (à l'W) et de la Vionène (au NE), profondément entaillés dans un Trias très déformé. Au N, la série jurassique forme le soubassement escarpé du Mounier et du Mt Démant, isolée du Jurassique de Valberg par une bande de Trias étroite et continue entre Péone et Vignols. Au S, l'érosion a dégagé les assises puissantes du Trias, épargnant des témoins jurassiques à la cime du Pra, à proximité du dôme de Barrot.

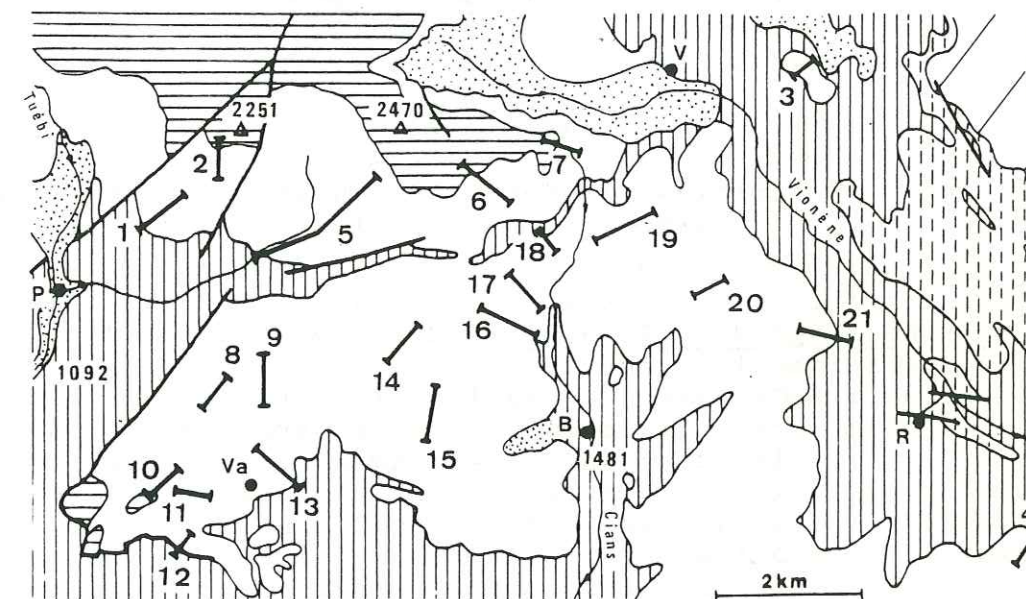


Fig.49 - Situation géologique et localisation des profils dans la région de Beuil-Valberg (1-2 Mt Estrop, 3 Pervoux, 4 Tête de Tigène, 5 vallon de la Culasse, 6 barres du Cloutet, 7 Mt des Moulinés, 8 Chastellan, 9 l'Oustallet, 10-11 col de Valberg, 12 Sapet, 13 la Drécia, 14-15 Tête du Garnier, 16-17 Empeigne, 18 Baccoun, 19-20 Mt Brussière, 21 col de la Couillole - B Beuil, P Péone, R Roubion, V Vignols, Va Valberg.

a) Le soubassement du Mounier entre Péone et le Mt des Moulinés

Cette unité jurassique paraît continue : elle est jalonnée au sommet par la corniche terminale qui forme d'W en E les barres du Mounier, du Démant, des passes du Cloutet, et le Mt des Moulinés. Sous les ravins creusés dans les terres noires, la

corniche liasique et la barre du Dogger n'affleurent bien que dans le vallon de la Culasse à l'W.

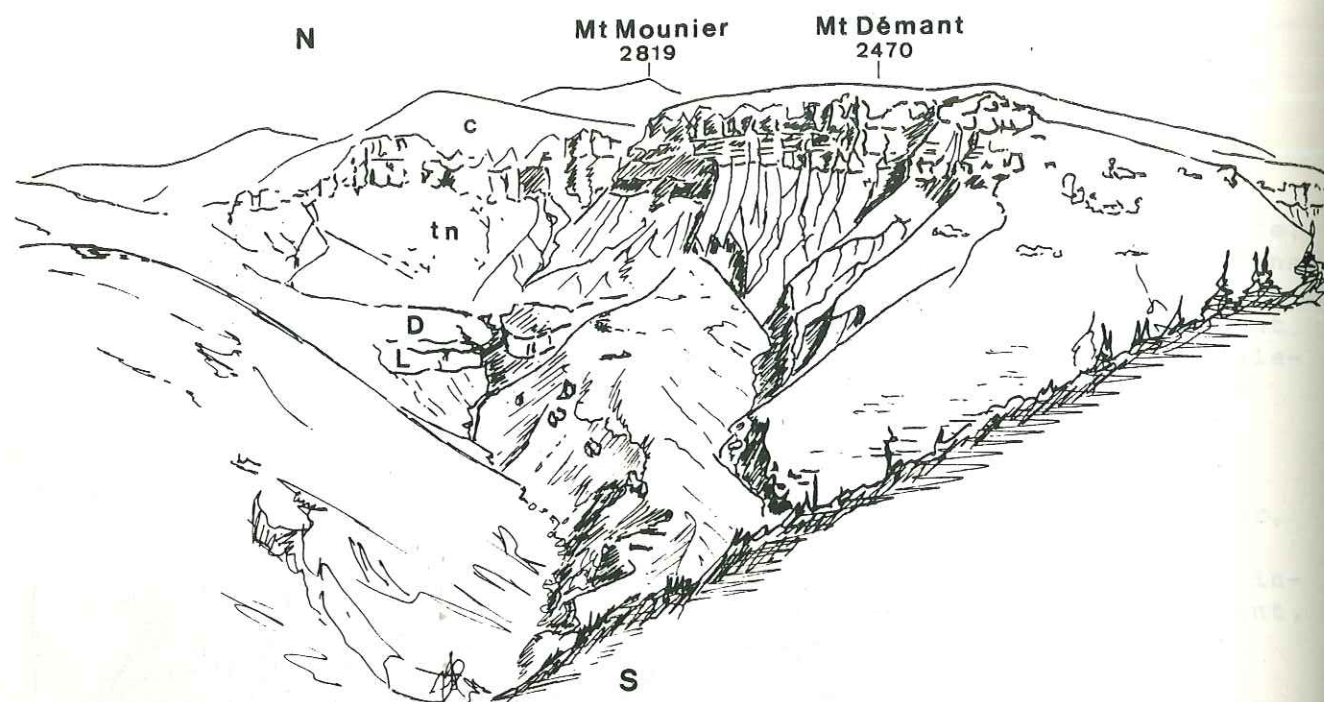


Fig.50 - Morphologie jurassique dans le vallon de la Culasse

- La coupe du vallon de la Culasse
Corniche liasique

- 1.a - Calcaires à chailles (20 m) avec des surfaces de bancs ferruginisés. Micrites parfois bioturbées, à spicules de spongiaires, rares coprolithes, gastropodes, lamellibranches et échinodermes. Dolomicrites interstratifiées (2 m). Rhynchonelles (?).
- b - Dolomies grises, fines et calcaires micritiques interstratifiés (20 à 25 m), formant une barre. A la partie médiane, calcaires sparitiques à coprolithes, entroques et grains micritiques (grainstone).
- 2 - Calcaires à gryphées (10 à 15 m), en bancs rognoneux à patine gris roussâtre. Micrites riches en bioclastes (entroques, lamellibranches, gastropodes, spicules de spongiaires et débris de fines coquilles), bioturbées et pyriteuses, *Gryphaea arcuata* abondantes au sommet ; *Pleurotomaria* sp. et *Asteroceras* sp. dans le dernier banc calcaire moins rognoneux.
- 3.a - Calcaires à entroques (2 m), à rares gryphées, foraminifères, nodosariidés et agglutinants.
- b - Calcaires à entroques (8 m) à patine rousse orangée en petite corniche. Entroques jointives et recristallisées, brachiopodes et lamellibranches, quelques grains de micrite et de dolomicrite, azoïques ou renfermant des éléments figurés fins.

- c - Surface mamelonnée et ferruginisée. Les dépressions sont encroûtées de stromatolithes et d'un matériel jaunâtre ou rouge-brique (0 à 5 cm), micritique et renfermant des gastropodes, entroques de rares foraminifères, et des fragments de stromatolithes ("galets" noirs à l'affleurement).

(1) pourrait représenter l'Hettangien, (2) est daté du Sinémurien inférieur et du Lotharingien au sommet, (3a) du Lotharingien-Carixien (?), (3b) est attribué au Lias moyen et (3c) matérialise un arrêt des dépôts (entre Lias moyen et supérieur ?).

(3b) est de lithologie comparable à celle des blocs resédimentés dans les marnes toarciennes de Chateauneuf d'Entraunes.

La barre du Dogger

- 4.a - Marnes noires et calcaires argileux (5 à 10 m) en retrait sur la corniche liasique.
- b - Calcaires et calcaires argileux gris sombres (15 m), puis calcaires roussâtres à chailles et cancellophycus (40 m) en falaise. Bancs massifs à surfaces ondulées rouilles ou violacées, et interbancs marneux feuilletés. Micrites argileuses, dolomitiques, à spicules de spongiaires. *Lytoceras* sp. et *Phylloceras* sp. à la base, *Stephanoceras* sp. au sommet.
- c - Calcaires roux en bancs minces et rognoneux (6 à 8 m) ferruginisés au sommet. Les derniers bancs renferment des bélemnites, des débris noirâtres (galets phosphatés ?) et *Parkinsonia* sp.
- 5.a - Calcaires et calcaires argileux gris-jaunâtre (50 m) en bancs épais (1 m ou plus). Cancelllophycus, *Lytoceras* (*tripartitum* ?), *Gonolkites* sp. et *Phylloceras* sp.
- b - Calcaires argileux gris (60 m) et marnes feuilletées en interbancs plus développés vers le haut de la série. Faunes pyriteuses (*Phylloceras* sp.) à la partie inférieure, posidonomyes sous le sommet.

La barre du Dogger est datée du Bajocien inférieur et moyen (4b), du Bajocien supérieur (4c) et du Bathonien inférieur (5a) ; par comparaison avec la coupe peu éloignée de Chateauneuf d'Entraunes, (4a) représente le Toarcien supérieur-Aalénien, (5b) le Bathonien inférieur.

Les terres noires et la corniche terminale

- 6 - Marnes noires feuilletées (250 m) avec de gros rognons pyriteux interstratifiés à 10 m de la base. Quelques mauvais fragments de périsphinctidés (Oxfordien inférieur ?) à la partie médiane. Dans les 80 derniers mètres, bancs calcaires roux à texture granulaire et calcaires gris sombres de plus en plus fréquents vers le haut.
- 7 - La corniche terminale calcaire est estimée à 100-150 m dans les barres du Mounier et du Mt Démant, fermant au N et à l'E le vallon de la Culasse.

Les terres noires représenteraient (?) pour l'essentiel l'Oxfordien inférieur, et l'horizon pyriteux, occupant la même position dans la série qu'à Chateauneuf d'Entraunes, pourrait aussi avoir le même âge (Callovien inférieur-moyen). La corniche terminale, inaccessible ici, offre une

meilleure coupe à l'W des passes du Cloutet.

- Les passes du Cloutet

6 - Terres noires

- . Marnes noires feuilletées à nodules calcaires (au moins 150 m), dont la base est masquée sous les éboulis.
- . Marnes feuilletées gris jaunâtres (20 m) et calcaires roux.
- . Calcaires gris en bancs minces à surfaces grumeleuses, "bréchiques", calcaires argileux à débit rognoneux et calcaires roux (10 m). *Sowerbyceras* et *périsphinctidés* de l'Oxfordien moyen(?).

7 - Corniche terminale

- . Calcaires lités (40 m) à cassure grise et fine.
- . Calcaires à chailles (70 m), en bancs massifs, avec des barres de brèches et de calcaires à grains grossiers. *Ataxioceras inconditum* (Kimméridgien inférieur) dans des calcaires rognoneux (0,5 à 1 m) en bancs minces, intercalés entre deux barres de calcaires à chailles.
- . Calcaires argileux et calcaires feuilletés en retrait au-dessus de la corniche terminale, puis marno-calcaires du Crétacé inférieur.

- Le Mt des Moulinés (corniche terminale)

- . Les calcaires lités inférieurs ont livré des *périsphinctidés* (Oxfordien moyen-supérieur?).
- . Les calcaires à chailles présentent, comme aux passes du Cloutet, des intercalations bréchiques et des faciès granulaires (B. BEAUDOIN 1977).

Entre Péone et le Mt des Moulinés, la série jurassique du sous-bassement du Mounier s'est déposée entre le sillon de Guillaumes (au S-W) et la structure de la Tinée (au N-E):

- . Au vallon de la Culasse (en bordure N du sillon), interruption de sédimentation au Lias moyen, réduction des dépôts au Bajocien supérieur. Les discontinuités sont peu importantes.
- . A Varélios (sur la structure de la Tinée), lacunes du Lias moyen et supérieur, d'une grande partie du Dogger, réduction des terres noires. La série est très incomplète et les discontinuités s'accroissent encore dans l'autochtone de Vignols (Mtgne Haute) (Fig.51).

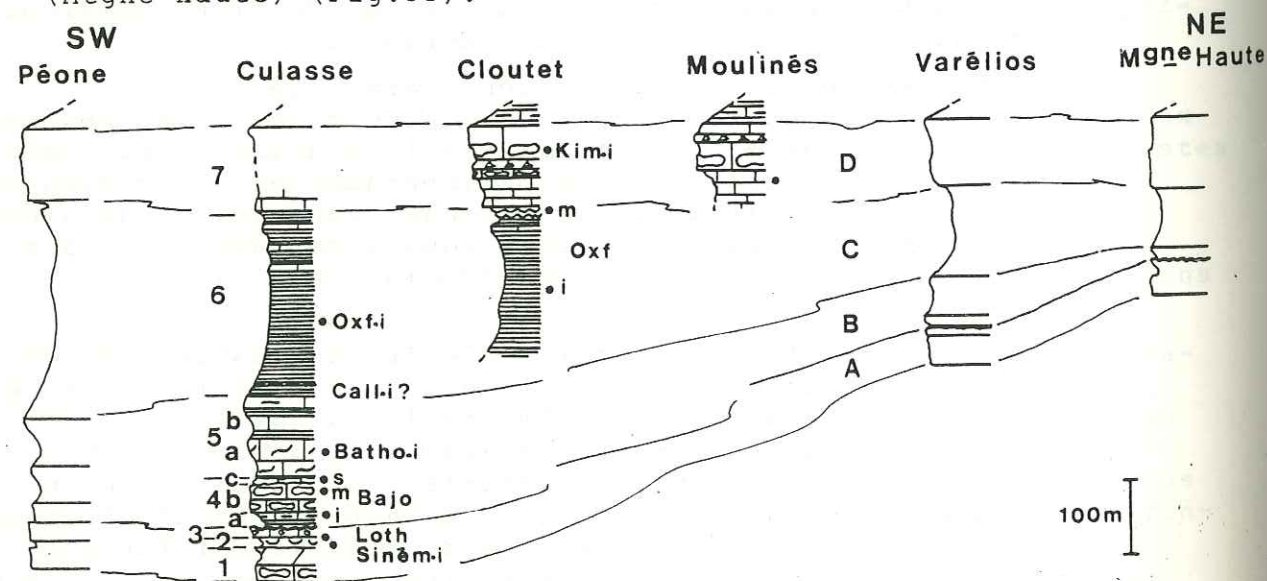


Fig.51 - La série jurassique dans le sous-bassement du Mounier (entre Péone et Varélios) et à la Mtgne Haute

b) Le Jurassique du col structural entre Barrot et Argentera

. Série épaisse de Beuil-Valberg

Corniche liasique (au Sapet, la Drécia, l'Empeigne, la Tête du Garnier).

- 1 - Calcaires micritiques gris (30 à 40 m), avec des niveaux à chailles. Grainstones à la base et dolomies interstratifiées peu épaisses (Sapet).
 - 2 - Calcaires bioclastiques gris-roux (12 à 15 m) en bancs rognoneux ; *Gryphaea arcuata* (Sinémurien inférieur) en lumachelle dans la moitié supérieure ; *Asteroceras* sp. (Lotharingien) au sommet.
 - 3 - Calcaires roux à entroques (3 m à la Drécia, 4 m à la Tête du Garnier) à gryphées de grande taille (Carixien?).
 - 4 - Calcaires gris micritiques (2 m à la Drécia), à chailles (1,5 m à l'Empeigne) et à spicules de spongiaires.
 - 5 - Calcaires roux à entroques (15 à 20 m), brachiopodes, lamellibranches, grains micritiques (ou dolomicritiques). Fragments de polypiers ou bryozoaires recristallisés à la base (l'Empeigne). Les entroques sont entassées, aucun vide ne subsiste entre les grains.
 - 6.a-Croûte ferrugineuse (0 à 10 cm) et stromatolithes sur les calcaires crinoïdiens dont le toit, occupé par des petites colonies (spongiaires?) près de Beuil, présente des bosses, creux et marches d'escalier (0,2 à 0,5 m au Sapet). Encroûtement stromatolithique discontinu, en tapis aux laminations régulières ou en petits dômes centimétriques coalescents (réseau polygonal?).
 - b-Argilo-calcaires (0 à plusieurs cm) dans les dépressions de la surface sous-jacente, enrobant des blocs arrondis de calcaires à entroques (jusqu'à 20 cm au Sapet). *Eudmetoceras* (*Rhodaniceras*) *oolithicum* Elmi (Toarcien-Aalénien) près de Beuil.
- Entre Beuil et Valberg, la sédimentation liasique s'interrompt après le Carixien ; la discontinuité est marquée par une surface encroûtée et érodée. Les dépôts reprennent au Lias supérieur.

Barre du Dogger (coupes à la Drécia, l'Oustallet, Chastellan, Tête du Garnier, l'Empeigne et au village de Valberg)

- 7 - Marnes et calcaires gris-sombre, en miches ou en bancs, (10 m à la Tête du Garnier, 20 m à la Drécia). Micrites à filaments, spicules de spongiaires et grains de quartz. *Graphoceras* (*Ludwigella*) sp. (Aalénien supérieur-base du Bajocien) et *Sonninia dominans* Buck. (Bajocien inférieur, zone à *Sowerbyi*, sous-zone à *Discites*).
- 8.a-Calcaires gris roussâtre à chailles branchues (40 à 50 m), à *cancellophycus*, en gros bancs à surfaces mamelonnées, interbancs marneux feuilletés. *Stephanoceras* (*Skirroceras*) sp. à la partie médiane (Bajocien moyen, zone à *Humphriesianum*).
- b-Surface perforée recouverte d'un béton glauconieux, ferrugineux et siliceux (?), enrobant des galets, bélemnites et ammonites phosphatées (*Stephanoceras* sp. du Bajocien moyen) à Valberg sur la butte 1739 m et à Beuil aux Granges de Scrouis.

c-Calcaires à chailles et cancellophycus (5 à 10 m), terminés par une surface encroûtée d'oncolithes (?), galets, amas ferrugineux, bélemnites et ammonites (*Strenoceras* sp., *Garantiana* sp., *Parkinsonia* sp. et *Sphaeroceras* sp., du Bajocien moyen et supérieur (zone à *Subfurcatum*), sommet de la zone à *Garantiana*, base de *Parkinsoni* au Chastellan et à la Drécia.

9.a-Calcaires gris à cancellophycus (2 à 3 m), en bancs réguliers et interbancs de calcaires feuilletés. Débris noirs, *Garantiana* sp., *Parkinsonia* sp. et *Lytoceras tripartitum* (Bajocien supérieur et base du Bathonien).

b-Calcaires gris clair à cancellophycus, puis calcaires et calcaires argileux feuilletés à nodules pyriteux (50 m). *Parkinsonia* sp., *Procerites* sp., *Gonolites* sp., *Phylloceras* sp., *Lytoceras tripartitum* et oppélidés (Bathonien inférieur).

10 - Calcaires et marnes à patine rougeâtre (50 m à la Tête du Garnier, 80 à 100 m à l'Oustallet), à faunes pyriteuses, *Phylloceras* sp. et *Cadomites* sp. (Bathonien moyen-supérieur) à la base. Au sommet, calcaires roux (0,3 à 1 m) à cassure bleu-noir.

Dans la région de Beuil et Valberg, la barre du Dogger a le même âge qu'à Guillaumes. Les dépôts sont continus du Toarcien au Bajocien moyen, le Bajocien supérieur est une période de sédimentation réduite et sans doute discontinue avec des surfaces durcies et des faunes condensées, la sédimentation argileuse s'installe progressivement au Bathonien.

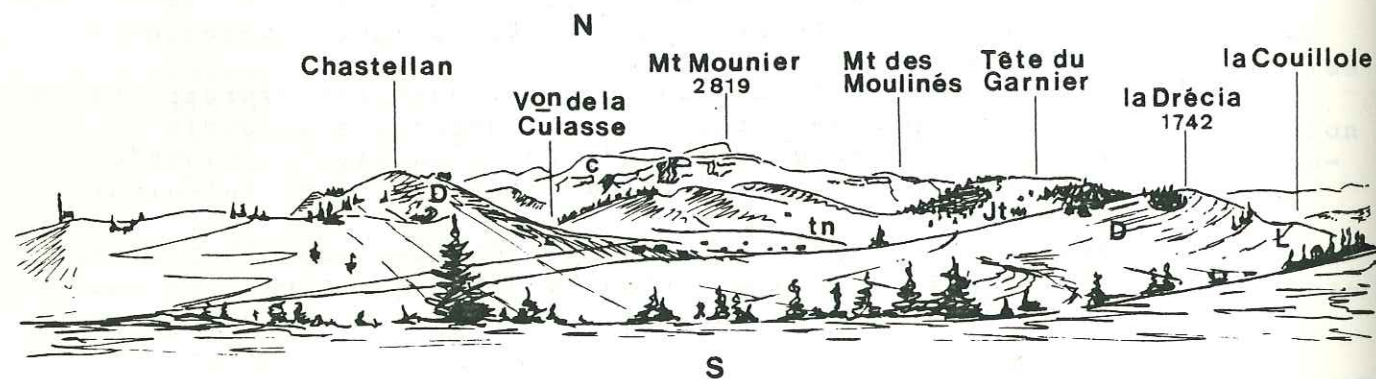


Fig. 52 - Morphologie des terrains jurassiques à Valberg. En arrière plan, le soubassement jurassique du Mt-Mounier.

Les terres noires et la corniche terminale

La morphologie de collines et la végétation (prairies ou forêts) ne sont pas favorables à l'observation continue dans ces niveaux. La série est reconstituée à partir de coupes fragmentaires levées dans les ravins du col de Valberg, de la Tête du Garnier et de l'Oustallet.

11 - Marnes noires (plus de 150 m à Valberg, 60 à 80 m à la Tête du Garnier) ; gros rognons pyriteux épars dans les dix premiers mètres (l'Oustallet) ou groupés en un horizon continu à 10-15 m de la base (Tête du Garnier). Dans les 20 à 30 derniers mètres, bancs calcaires argileux gris-jaunâtre et quelques fragments déformés de *Sowerbyceras* sp., périsphinctidés et cardioceratidés de l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Plicatilis*, base de *Transversarium*?).

- 12 - Corniche terminale (50 à 60 m à Valberg, 80 à 100 m à la Tête du Garnier) ; de bas en haut :
- Calcaires grumeleux gris (2 m au col de Valberg), en bancs rognoneux, à passées "bréchiques". *Sowerbyceras* sp. et périsphinctidés de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*?).
 - Calcaires lités gris (15 à 30 m), livrant *Phylloceras* sp. et *Perisphinctes* gr. *crassum* (Oxfordien supérieur, zone à *Bifurcatus*).
 - Calcaires à chailles (40 à 50 m) en barres massives à la Tête du Garnier.
- Au col de Valberg, les calcaires à chailles n'ont pas été retrouvés ; les conditions d'affleurement sont mauvaises mais la corniche terminale présente, semble-t-il, une coupe particulière :
- Au-dessus des calcaires lités de l'Oxfordien supérieur, des calcaires en plaquettes (8 m), puis des calcaires massifs (15 m) avec des microbrèches (?) et de nombreuses surfaces ferruginisées, rappelant le Mt Riounet près d'Auron.

L'horizon pyriteux à la base des terres noires pourrait avoir le même âge qu'à Guillaumes (Callovien inférieur-moyen), occupant une position comparable dans la série. L'apport argileux disparaît à l'Oxfordien supérieur et la corniche terminale est réduite (incomplète ?) à Valberg.

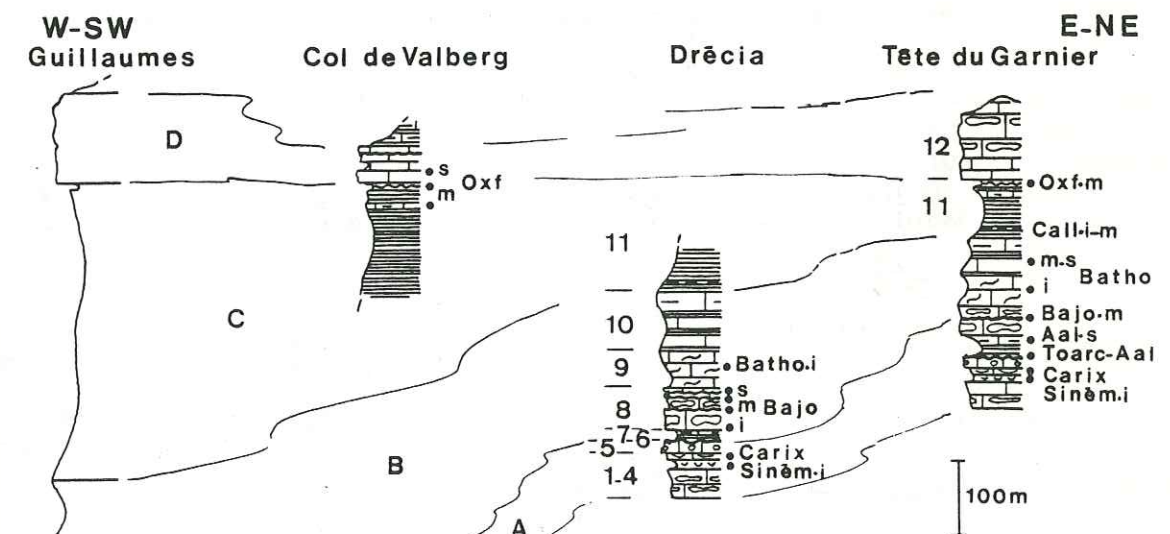


Fig. 53 - La série jurassique reconstituée entre Beuil et Valberg (A corniche liasique, B barre du Dogger, C terres noires, D corniche terminale)

Série réduite du col de la Couillolle au Mt des Moulinés Au col de la Couillolle

- 1 - Calcaires micritiques à chailles (30 m), avec des horizons graveleux, dolomitiques et bréchiques. Coprolithes et galets calcaires (2 à 3 cm) au sommet.

- 2 - Calcaires bioclastiques roux (15 m), à entroques et rares *Gryphaea arcuata*.
- 3 - Calcaires à chailles (30 à 40 m), spicules de spongiaires, *Teloceras* sp. et *Parkinsonia* sp.
- 4 - Calcaires à cancellophycus (40 à 50 m), puis calcaires argileux à faunes pyriteuses (30 m). *Gonolites* sp. et *Phylloceras* sp.
- 5 - Marnes noires et calcaires argileux (30 m) se terminant par des calcaires roux (2 m).
- 6 - Terres noires (30 à 40 m).
- 7 - Calcaires gris clair (50 à 100 m ?), à chailles, formant les falaises du Mt Brussière.

La corniche liasique est réduite (1 Hettangien?, 2 Sinémurien inférieur), le Lias moyen et supérieur est absent, la barre du Dogger est épaisse, avec des sédiments bajociens (3) et bathonien inférieur (4). Sur les coupes voisines, 1, 5, 6 et 7 ont pu être datés.

Dans les ravins au S-W du Mt Brussière

- 5 - *Gonolites* sp. et *Lytoceras tripartitum* (Bathonien inférieur) dans les marnes. *Hectoceras* (*Prohectoceras* ?) sp. (Bathonien supérieur ou Callovien) dans les calcaires roux du sommet.
- 6 - Les terres noires (120 m) ont livré un cardioceratidé de l'Oxfordien inférieur (ou moyen ?). Intercalés dans les marnes du sommet, calcaires rognonneux gris à surfaces de bancs "bréchiques" (Oxfordien moyen ?).
- 7 - *Dicosphinctes* sp. (Oxfordien moyen-supérieur) à la base des calcaires à chailles de la corniche terminale.

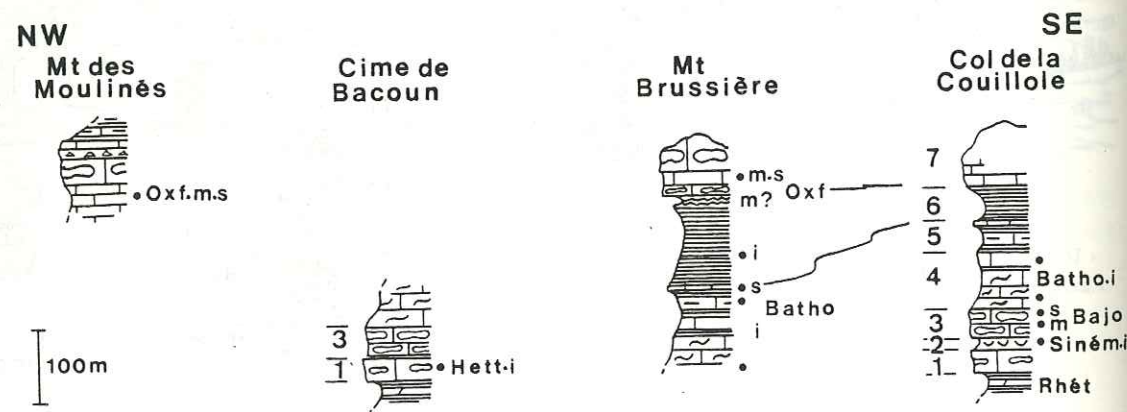


Fig.54 - Série réduite et incomplète au col de la Couillole

A la cime de Bacoun (coupe du versant E, au-dessus du Cians)

- . Calcaires gris à cancellophycus et calcaires argileux (Bathonien)
- . Calcaires gris-roux à chailles branchues (30 à 35 m) (Bajocien)

- . Dépression (marneuse ?) sans affleurement (3 à 4 m).
- . Calcaires gris-clair (25 à 30 m), à coprolithes à la base, chailles et spicules de spongiaires à la partie médiane, calcaires à grains et organismes au sommet. *Caloceras johnstoni* (Sow.) de l'Hettangien inférieur, zone à Planorbis.
- . Calcaires roux en plaquettes, puis dolomies jaunâtres en bancs minces, calcaires feuilletés gris et dolomies ruiniformes (Trias), jusqu'au sommet de Bacoun.

Dans cette série renversée, les calcaires de l'Hettangien sont équivalents de l'unité 1 du col de la Couillole ; le Sinémurien inférieur et le Lias moyen-supérieur ne sont pas représentés.

Entre le col de la Couillole et le Mt des Moulinés, une aire sans dépôt s'individualise au Lias inférieur. La sédimentation reprend au Bajocien, les dépôts sont réduits au Bathonien supérieur, et les terres noires varient d'épaisseur au Jurassique supérieur. Cette zone à sédimentation perturbée et réduite doit être rattachée à la structure de la Tinée qui limite donc vers le N-E, le bassin de Beuil et Valberg aux dépôts épais et plus complets.

. Série réduite de la cime du Pra au S de Valberg

Près du dôme de Barrot, sur la butte 1987 m à l'E de la cime du Pra, la base de la série peut être ainsi reconstituée :

- . Calcaires gris (Hettangien)
- . Calcaires bioclastiques gris roux (10 à 15 m ?) avec une lumachelle de petites gryphées (Sinémurien inférieur) et de grosses gryphées (Lotharingien ou Carixien ?) au sommet. Certaines formes appartiennent à l'Hettangien supérieur (zone à Angulata) d'après A. FAURE-MURET 1955.
- . Calcaires roux à entroques (2 m ?) (Lias moyen).
- . Calcaires à chailles et ammonites de l'Aalénien-Bajocien.

Les conditions d'observation ne sont pas favorables, mais il semble bien que le Lias moyen-supérieur soit réduit, comme plus au S à proximité de la ride de Léouvé-Daluis.

c) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Corniche liasique : Hettangien (zone à Planorbis) à Sinémurien inférieur (zone à Semicostatum), ou Lias moyen (Carixien ?)
- Surface encroûtée : Lotharingien à Aalénien, ou Domérien à Toarcien inférieur (?).
- Barre du Dogger : Toarcien supérieur (ou Bajocien) à Bathonien supérieur, avec discontinuités au Bajocien supérieur.
- Terres noires : Callovien inférieur (?) à Oxfordien moyen (zone à Transversarium).
- Corniche terminale : Oxfordien supérieur (zone à Bifurcatus), Kimméridgien, Tithonique à Berriasien au sommet (?).

Les types de formations

- Formations sans grande variation d'épaisseur, partout présentes avec des faciès peu différents (barre hettangienne, corniche terminale).
- Formations avec réductions ou interruptions de sédimentation, variations de faciès et d'épaisseur (dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien, barre du Dogger et terres noires).

- Eléments allochtones (blocs au toit de la corniche liasique).

Les événements importants dans la sédimentation

- La structure de la Tinée se manifeste dès le Sinémurien inférieur au N-E de Valberg.
- Arrêt de sédimentation et érosion au Lias moyen.
- Discontinuités de dépôts au Bajocien moyen-supérieur, puis réduction des séries au Bathonien supérieur.
- Uniformisation des faciès au Jurassique terminal.

d) Interprétation de la série dans la région de Beuil et Valberg

Le bassin de Beuil-Valberg est différencié dès le Sinémurien

- . Les sédiments se déposent à l'Hettangien dans un milieu peu profond (coprolithes), aux eaux calmes (micrite, dolomicrite) ou plus agitées (brèches, calcaires sparitiques à grains). L'ouverture sur le large est peu prononcée (rares ammonites), mais les eaux sont franchement marines (spicules de spongiaires). L'enfoncement du substratum est uniforme (épaisseur assez constante).
- . Au Sinémurien inférieur, les gryphées envahissent la région et les conditions de vie leur sont moins favorables au N-E, à proximité de la structure de la Tinée (elles disparaissent au S-E de Vignols). A Valberg, le milieu est très favorable aux vasières à gryphées et plus ouvert (ammonites) ; le substratum s'enfonce continuellement jusqu'au Carixien. Dès le Sinémurien inférieur, le bassin de Beuil-Valberg est donc bordé au N-E (col de la Couillole) par la structure de la Tinée.

Arrêt de sédimentation au Lias moyen

- . Entre Beuil et Valberg, des prairies d'encrines s'étalent au Lias moyen. Les eaux sont franchement marines (échinodermes, spongiaires, bryozoaires et polypiers), communiquant difficilement avec le large (pas d'ammonite). Quelques étendues d'eaux plus confinées (grains dolomitiques) ou plus calmes (grains micritiques à spongiaires) existent au même instant ; leurs dépôts n'ont pas été retrouvés en place, témoignant peut-être d'une existence fugace et d'une extension géographique réduite de ces milieux particuliers. Au col de la Couillole (au NE de Valberg) et à la cime du Pra (au S de Valberg), les sédiments du Lias moyen ne sont pas représentés ou sont réduits. L'arrêt de sédimentation a lieu dès le Sinémurien inférieur ou au Lotharingien-Carixien. Ces deux régions se comportent donc en zones hautes, situées près de la structure de la Tinée et de la ride de Léouvé-Daluis également dépourvues de sédiments à ce moment. La région de Beuil-Valberg, où l'enfoncement du substratum est continu au Lias moyen, apparaît donc comme un sillon bordé au N-E et au S par des zones hautes sans dépôt.
- . Le comblement du dispositif sédimentaire amène les fonds à fleur d'eau. Les sables crinoïdiens subissent un tassement à faible profondeur (grains jointifs) et une cimentation précoce (le toit de la corniche est induré avant érosion). Ce fond durci est raviné, démantelé en blocs, encroûté de stromatolithes en tapis (eaux plutôt calmes) ou en dômes coalescents évoquant un réseau polygonal (émersions temporaires?).

L'existence de cette surface conduit à situer la région de Valberg en bordure du sillon de Guillaumes au Lias moyen. L'arrêt de sédimentation, postérieur au Carixien et antérieur à l'Aalénien, représente vraisemblablement une partie du Domérien et du Toarcien.

Sédimentation perturbée au Dogger

- . L'ouverture sur le large océanique est nette (nombreuses ammonites) dès la reprise des dépôts au Toarcien-Aalénien (Beuil et Valberg) ou au Bajocien (cime du Pra et col de la Couillole) ; le dispositif rides-sillon persiste donc jusqu'au Bajocien.
- . La sédimentation, continue jusqu'au Bajocien moyen, est perturbée au Bajocien supérieur (surfaces durcies, ferruginisées ou glauconieuses, faunes condensées ou remaniées, sédiments réduits). A cette époque, qui correspond à une certaine instabilité du substratum, la région de Valberg est encore située en bordure du sillon de Guillaumes.
- . Au Bathonien inférieur, les dépôts, progressivement plus argileux, présentent des faciès uniformes, les ammonites pullulent et les séries ont partout la même épaisseur. L'enfoncement d'ensemble du substratum cesse brutalement au Bathonien terminal ; l'apport argileux disparaît et les sédiments sont carbonatés et réduits dans le sillon de Guillaumes et sur la structure de la Tinée. Le dispositif ride-sillon n'apparaît plus à ce moment.

Uniformisation des faciès au Jurassique terminal

- . L'apport détritique intervient brusquement au Callovien inférieur et des discontinuités (croûtes ferrugineuses) ont lieu au Callovien moyen, peut-être liées à un enfoncement encore modeste. L'envasement est général à l'Oxfordien inférieur et les structures hautes se manifestent encore par des accumulations sédimentaires plus modestes.
- . La sédimentation carbonatée s'installe progressivement à l'Oxfordien moyen, et de façon définitive à l'Oxfordien supérieur sur l'ensemble de la région.
- . Au Jurassique terminal, l'existence de pentes sédimentaires expliquerait (B. BEAUDOIN 1977) les brèches resédimentées au sein de boues calcaires à éléments pélagiques. Ces brèches, si fréquentes (accumulées ?) à Guillaumes, pourraient provenir des régions voisines où les séries semblent anormalement réduites ou incomplètes (Mt Riounet à Auron, et col de Valberg).

e) Conclusions

Les séries jurassiques de Valberg, avec une importante discontinuité au Lias moyen, se sont déposées jusqu'au Bathonien dans une zone subsidente (sillon). Une modification sensible du dispositif sédimentaire a lieu au Bathonien supérieur, l'ensemble du dispositif rides-sillon n'étant plus fonctionnel. Cet épisode est immédiatement suivi de l'envasement de tout le bassin par les terres noires.

5 - CONCLUSIONS : LE BASSIN JURASSIQUE DANS LA REGION DU BARROT

a) Un dispositif sédimentaire actuellement structuré NW-SE se met en place au Lias

Les sillons de Pierlas et Guillaumes se creusent au Sinémurien inférieur, la ride de Léouvé-Daluis et la structure de la Tinée s'individualisant au même moment. Il se forme donc après l'Hettangien un bassin structural parallèle à la structure de la Tinée. L'enfoncement du substratum cesse au Lias moyen et une surface encroûtée se développe; elle occupe des sédiments d'âge différent dont la répartition géographique évoque un synclinal (Fig.55).

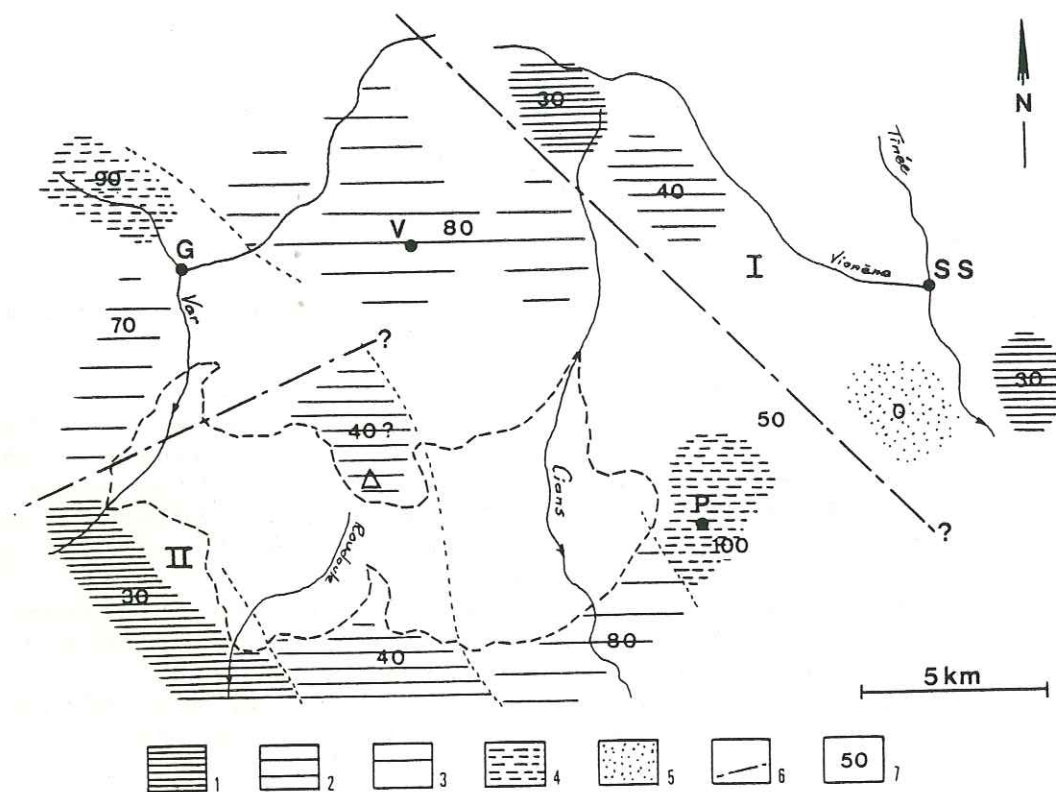


Fig.55 - Le substratum de l'encroûtement liasique (âge) (1 Hettangien, 2 Sinémurien-Lotharingien, 3 Carixien, 4 Dépôt continu, 5 Pas de sédiment, 6 Faille ?, 7 Epaisseur sous la surface - G Guillaumes, P Pierlas, SS St Sauveur-de-Tinée, V Valberg).

Entre Lias et Dogger, le dispositif se déforme : de l'axe du bassin vers la ride de Léouvé-Daluis (au SW), l'arrêt des dépôts a une importance croissante ; en bordure de la structure de la Tinée (au NE), il n'y a pas de transition entre zones à sédimentation continue et discontinue.

Une faille suivant la structure de la Tinée expliquerait la dissymétrie.

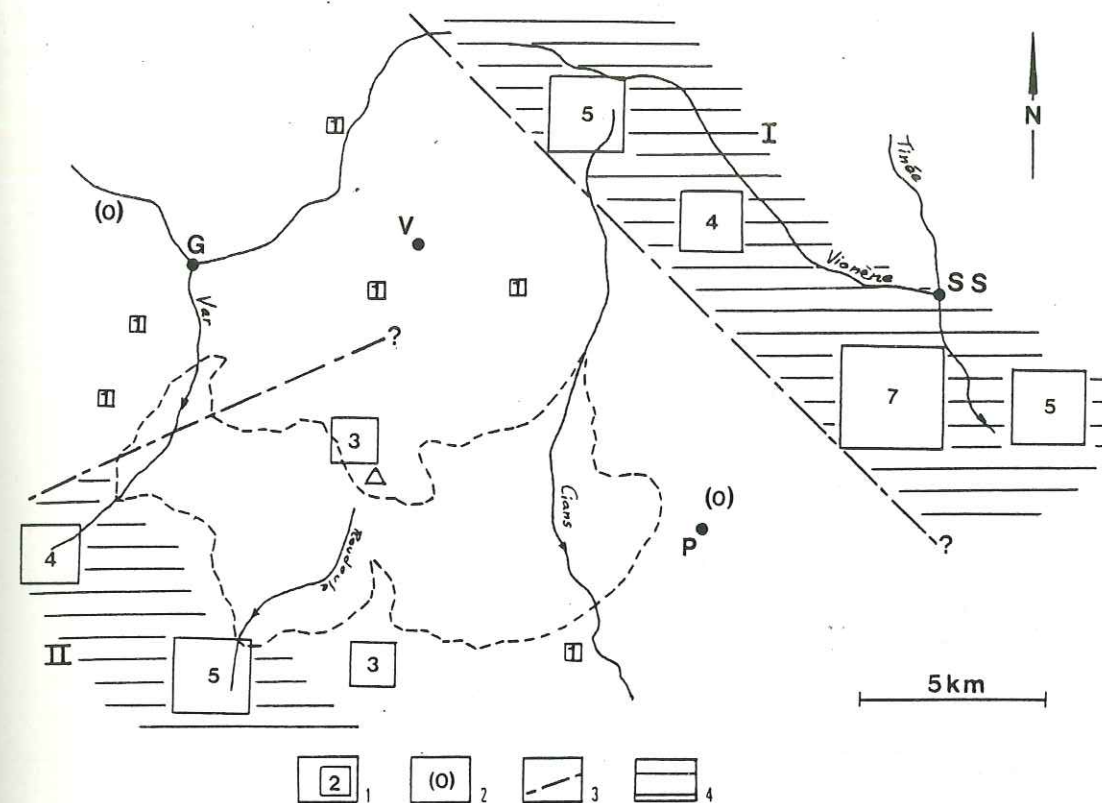


Fig.56 - Importance de l'arrêt de sédimentation (1 Durée en étage, 2 Dépôt continu ?, 3 Faille, 4 Zones hautes : I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis)

Au Bajocien, les épaisseurs sont plus faibles en bordure, NE et SW du bassin et le dispositif est symétrique jusqu'à la fin de l'étage : sédimentation continue dans l'axe du bassin, discontinuités en bordure, hauts-fonds sur la ride de Léouvé-Daluis et la structure de la Tinée (Fig.57).

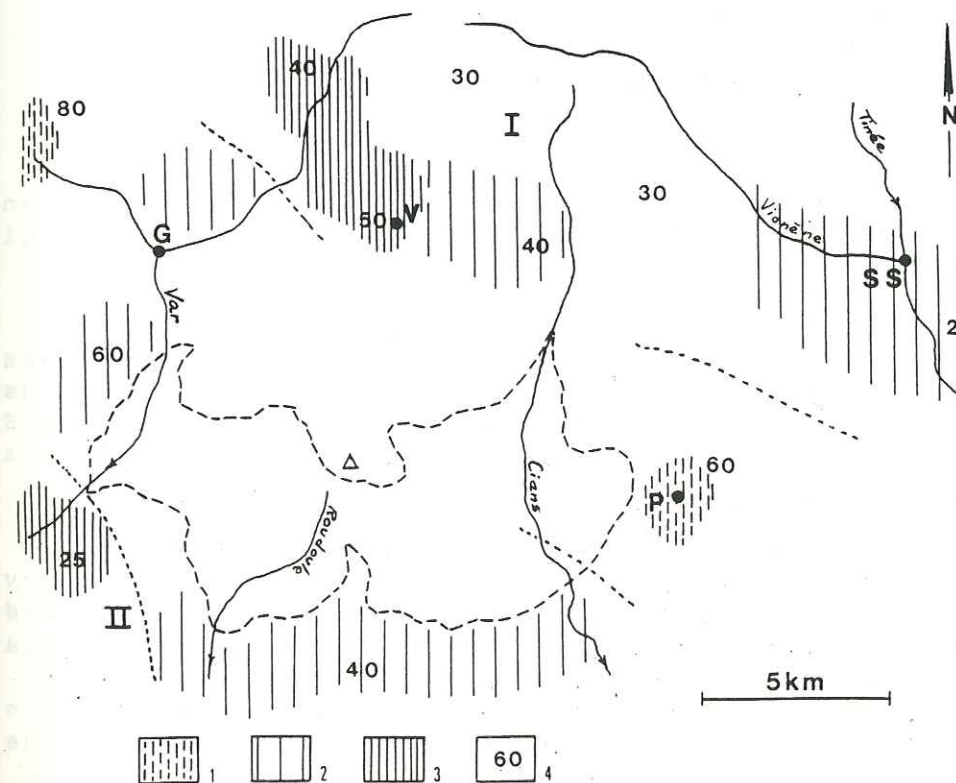


Fig.57 - Le bassin du Barrot au Bajocien supérieur (1 Dépôt continu, 2 Dépôt réduit ou haut-fond, 3 Dépôt condensé (Bajocien moyen-supérieur), 4 Epaisseur totale des dépôts bajociens. I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis)

La faille suivant la structure de la Tinée est donc scellée au Bajocien ; postérieure au Carixien, elle correspond à un épisode tectonique important au Lias moyen-supérieur (Domérien à Toarcien).

b) Un nouveau dispositif sédimentaire, actuellement structuré SW-NE apparaît au Bathonien supérieur

- Deux types de sédimentation s'opposent à ce moment : dépôts calcaires réduits (ou absents) au NW, argilo-calcaires et épais au SE. Les deux domaines pourraient être séparés par une zone de déformation (faille ou flexure ?) qui a joué récemment (Fig.58).

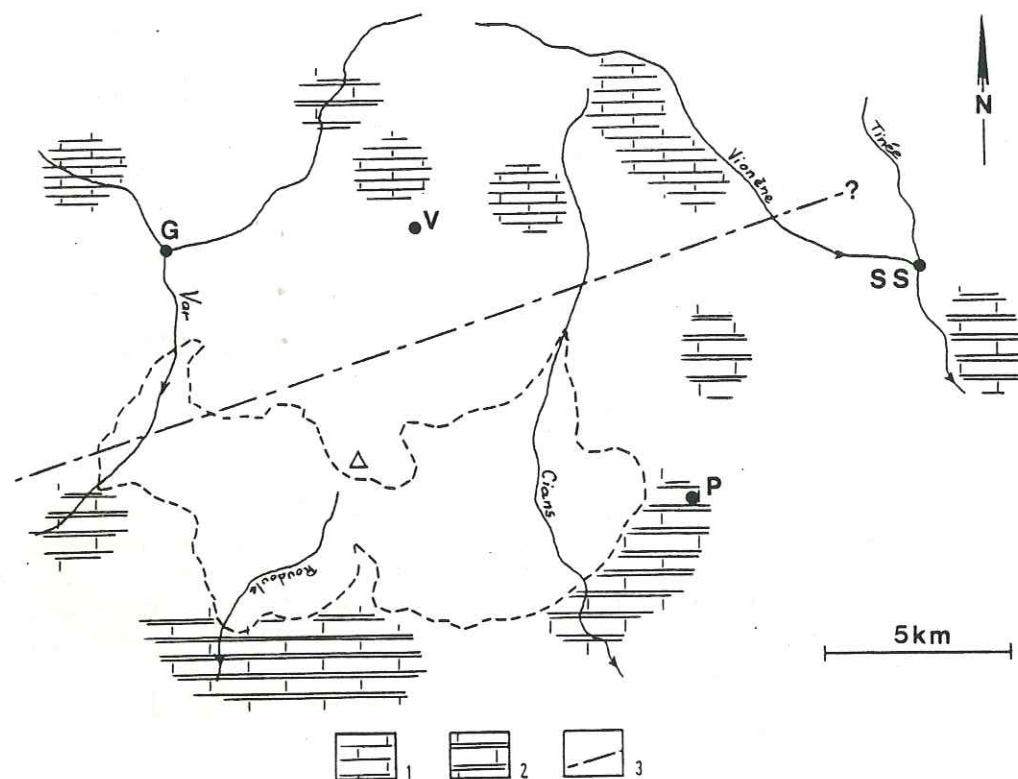


Fig.58 - Orientation nouvelle des faciès au Bathonien supérieur (1 Calcaires réduits (quelques dcm), 2 argilo-calcaires et épais (plusieurs mètres), 3 faille)

- Même opposition au Callovien inférieur-moyen : sédiments argileux réduits avec discontinuités (croûte ferrugineuse) au NW, dépôts calcaires et calcaires argileux épais au SE ; de même à l'Oxfordien inférieur : terres noires très épaisses et débutant tôt au NW, réduites avec discontinuités et apparaissant plus tard au SE (Fig.59).

Les directions liasiques (NW-SE) se manifestent encore :

- les terres noires sont peu épaisses sur la ride de Léouvé-Daluis, réduites ou absentes sur la structure de la Tinée.
- les épaisseurs importantes jalonnent l'emplacement du bassin avec comme au Lias et au Dogger, un maximum à Guillaumes. Pierlas, au centre du bassin jusqu'au Bajocien supérieur, se trouve maintenant en bordure du bombement de

St Sauveur (faciès bréchique de l'Oxfordien moyen identique à celui de Rimplas).

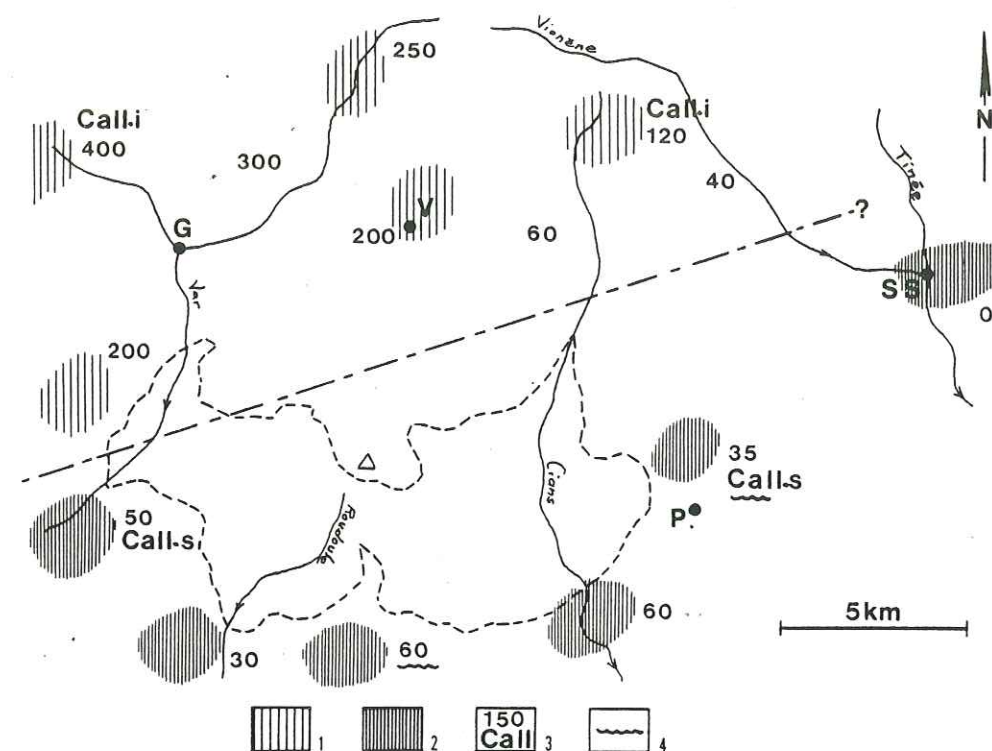


Fig.59 - Le bassin du Barrot au Callovien et à l'Oxfordien inférieur (1 Callovien inférieur-moyen réduit avec discontinuité, 2 Callovien inférieur épais et Callovien moyen réduit et calcaires, 3 Epaisseur et âge de la base des terres noires, 4 Discontinuité possible (Oxfordien inférieur-moyen) dans les terres noires).

c) Le dispositif sédimentaire se simplifie au Jurassique terminal

- Les dépôts sont partout de même faciès après l'Oxfordien supérieur qui correspond à la disparition de l'apport argileux. Cet événement important ne trouve pas d'explication à l'échelle de l'étude, mais il doit correspondre ailleurs à une modification sensible de la paléogéographie.
- A la fin du Jurassique, la ride de Léouvé-Daluis, la structure de la Tinée et les structures mises en place au Bathonien supérieur ne se manifestent plus.

d) En résumé, dans la région du Barrot, la sédimentation jurassique est épaisse et plutôt continue. Elle enregistre deux épisodes majeurs de déformation : au Lias moyen-supérieur, et au Bathonien supérieur.

CHAPITRE III

- RESULTATS D'ENSEMBLE DANS LA REGION BARROT-ARGENTERA
- RECONSTITUTION DE LA PARTIE NORD DU BASSIN

Les principales discontinuités de sédimentation : entre le Lias inférieur et le Bathonien supérieur, à l'Oxfordien inférieur en bordure de bassin.

Deux dispositifs sédimentaires reconnus :

- . Un dispositif liasique, NW-SE, prolongement des structures reconnues dans les bassins de Gap-Digne et d'Embrun ; il résulte d'un compartimentage du tréfonds en horsts et grabens dès le Lias inférieur, les blocs plus ou moins affaissés jouant jusqu'au Dogger. L'ensemble de la région appartient à un domaine de plate-forme.
- . Un dispositif bathonien, SW-NE à E-W, correspondant à un enfoncement d'ensemble du substratum, à un approfondissement, et au développement de faciès de type bassin jusqu'au Crétacé.

Les déformations postérieures n'ont pas modifié de façon décisive l'architecture de bassin.

SOMMAIRE

1 - Nouvelles données biostratigraphiques	121
2 - Sédimentation et faunes	122
a - Evolution de la sédimentation	122
b - Les faunes d'ammonites	123
c - En résumé	124
3 - Structure du bassin dans la région Barrot-Argentera ...	124
4 - Tectonique jurassique	125
5 - Contexte régional	126
6 - Relations entre la paléogéographie jurassique et la disposition actuelle des affleurements	127
a - Le glissement de la couverture Trias-Jurassique dans son ensemble paraît peu probable	128
b - Rétrécissement du socle et décrochement pourraient être à l'origine de déplacements localisés des séries jurassiques	129
c - Conclusions	131
7 - Reconstitution du bassin du N des Alpes-Maritimes au Jurassique	131

1) NOUVELLES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

La figure 60 rassemble les datations retrouvées dans le N des Alpes-Maritimes. Etablie à partir de 2000 ammonites, la succession biostratigraphique, envisagée au niveau de la zone, fait apparaître trois "discontinuités" : Lias moyen-supérieur, Bathonien supérieur, Oxfordien inférieur-moyen. En effet, ces "discontinuités" biostratigraphiques coïncident avec les modifications du dispositif sédimentaire enregistrées par la sédimentation.

Etage	Sous-étage	Zones	Sous-zones	Discontinuités biostrat.
Tithonique	sup.	(Calpionelles)		
Kimméridgien	moy. inf.			
Oxfordien	sup.	Bimmamatum Bifurcatus		
	moy.	Transversarium	Schilli Parandieri	
	inf.	Plicatilis	Antecedens	
		Cordatum	Buckowskii	
		Mariae	Praecordatum Scarburgense	
Callovien	sup.	Lamberti (?)		
	moy.	Athleta		
	inf.	Coronatum Gracilis		
Bathonien	sup. inf.	Zigzag	Macrescens	
Bajocien		Parkinsoni Garantiana Subfurcatum Humphriesianum Sauzei	Bomfordi	
		Sowerbyi	Laeviuscula Discites	
Aalénien		Concavum Murchisonae Opalinum		
Toarcien Domérien Carixien Lotharingien		Aalensis Bifrons Tenuicostatum		
Sinemurien inf.		Semicostatum Bucklandi (?)		
Hettangien		Angulata (*) Liasicus Planorbis		



(*) d'après A. FAURE-MURET 1955.  absence de sédiment ou (et) de faune,  discontinuités partielles

Fig.60 - Echelle biostratigraphique reconstituée dans la région Barrot-Argentera

2) SEDIMENTATION ET FAUNESa) Evolution de la sédimentation- Installation de milieux plus marins au Lias inférieur

Avant le Lias, la région Barrot-Argentera est occupée au NW par des lagunes à sédimentation argileuse et dolomitique. Au S et SE, les influences marines sont plus nettes (*Avicula*) et les dépôts, calcaires ou argileux, sont caractérisés par l'abondance des grains de quartz anguleux (diamètre 0,1 à 0,2 mm) : ils proviennent d'un massif cristallin émergé (lignites) et peu éloigné (?).

Tous les sédiments sont carbonatés et élaborés en milieu marin peu ouvert (rares ammonites) à l'Hettangien inférieur. L'évolution des milieux dans un sens plus marin est nette et coïncide avec la disparition du quartz dans les dépôts. Le massif cristallin pourvoyeur est sans doute inondé ou se trouve dans un domaine sédimentaire qui ne communique plus avec la région Barrot-Argentera. Il se produit donc à l'Hettangien inférieur un important changement de la paléogéographie.

L'évolution vers un milieu plus marin se stabilise à l'Hettangien moyen (dolomies, coprolithes), pour reprendre et s'accroître à l'Hettangien supérieur et au Sinémurien inférieur où les ammonites sont fréquentes.

- Evolution régressive des milieux et émergence au Lias moyen-supérieur

Les séries les plus complètes (de bas en haut : calcaires à chailles et spongiaires, à entroques, stromatolithes, mud-cracks) traduisent une diminution progressive de la profondeur conduisant d'un milieu infralittoral jusqu'à l'émergence. L'évolution régressive du milieu est nette. Le plus souvent, elle intervient brutalement dans la sédimentation, les faciès ultimes étant seuls préservés ; l'érosion des sédiments plus anciens est attestée par des surfaces ferruginisées fréquentes dès le Lotharingien et des extraclastes de nature variée dans les sables crinoïdiens au Carixien.

- Les milieux plus ou moins marins se succèdent au Dogger

Le retour d'un milieu marin franc semble brutal au Toarcien supérieur-Aalénien, les marnes à céphalopodes succédant le plus souvent sans transition aux dépôts stromatolithiques et ferrugineux du Lias moyen. Les dépôts à ammonites du Toarcien inférieur et moyen, bien que réduits et discontinus (érodés ?), prouvent cependant que les conditions de mer ouverte ont débuté dès cette époque.

L'apport argileux disparaît ensuite jusqu'au Bajocien supérieur, partout caractérisé par des dépôts calcaires et peu épais, élaborés en milieu peu profond. La tendance régressive des milieux est encore plus nette en bordures de bassin où se développent à ce moment des hauts-fonds.

Au Bathonien inférieur, les milieux franchement marins occupent pour la première fois l'ensemble du territoire. Les ammonites sont nombreuses dans des sédiments de plus en plus argileux.

- Transgressivité des terres noires

Installé dès le Bathonien au NW de l'Argentera, l'envasement argileux atteint le N du Barrot au Callovien inférieur, pour occuper tout le territoire au Callovien supérieur. L'élargissement du domaine à sédimentation détritique du N vers le S, est un fait essentiel dans l'histoire de la région, coïncidant (?) avec une importante modification du dispositif sédimentaire au Bathonien supérieur.

- Les milieux sont franchement ouverts au Jurassique supérieur

Le faciès grumeleux de l'Oxfordien moyen-supérieur fossilise des sédiments plus anciens au S du Barrot où les terres noires présentent, d'après les faunes, une lacune du sommet de l'Oxfordien inférieur ; il apparaît donc "discordant" et "transgressif" par sa répartition géographique plus étendue. Au même moment, des éléments cristallins participent à la sédimentation au N de l'Argentera, et l'apport argileux disparaît sur l'ensemble du territoire.

Le Jurassique terminal ne présente pas de tendance régressive dans la région Barrot-Argentera, les dépôts s'élaborent au large (globigérinidés, saccocomidés, calpionelles). Les sédiments moins riches en éléments pélagiques sont très localisés.

- Plusieurs faits importants se dégagent :

- Jusqu'au Bathonien supérieur, la sédimentation est dans l'ensemble carbonatée et le milieu peu profond ce qui caractérise plutôt un domaine de plate-forme. Les déformations du substratum individualisent des zones affaissées (sillon) ou moins affaissées (rides, bombements et hauts-fonds) déterminant les épaisseurs et la continuité ou discontinuité des dépôts.
- Après le Bathonien supérieur, les dépôts sont argileux, épais et les milieux dans l'ensemble plus ouverts. La profondeur pourrait aussi être plus importante. La région Barrot-Argentera se trouve alors en bordure d'un bassin, le domaine de plate-forme s'étant déplacé vers le S.

b) Les faunes d'ammonites- La succession biostratigraphique reconstituée fait apparaître deux époques où les ammonites manquent :

- Au Lias moyen-supérieur, l'érosion des dépôts (faunes détruites) et les lacunes résultant d'émergence (faunes absentes) expliquent en partie la rareté des ammonites. Certains faciès seraient aussi peu favorables : les calcaires crinoïdiens, les dolomies de diagénèse précoce (interstratifiées au sein de calcaires ont pu s'élaborer dans des lagunes isolées du large). L'absence d'ammonite paraît alors liée dans une certaine mesure au contexte sédimentaire.
- Au Bathonien supérieur, les ammonites sont rares (une dizaine), dans des faciès marno-calcaires peu différents de ceux du Bathonien inférieur (environ 350 ammonites), ou du Callovien inférieur (environ 200 ammonites) : il y a donc bien disparition de ces faunes à ce moment, sans variation du faciès.

Le Bathonien supérieur correspond aussi à une modification qualitative des populations d'ammonites : jusqu'au Bathonien supérieur, les faunes sont plutôt caractéristiques d'un milieu de plate-forme (nombreux lytoceratidés, phylloceratidés ne représentant que 25 à 30 % des populations) - après le Bathonien supérieur, les faunes sont nettement dominées par les phylloceratidés (40 à 45 % des populations), ce qui conduit à proposer un approfondissement du bassin après cette époque. Ainsi la disparition des ammonites au Bathonien supérieur coïnciderait avec l'importante modification du dispositif sédimentaire déduite de l'étude de la sédimentation.

En dehors de ces deux épisodes, les ammonites ne sont pas rares dans la région Barrot-Argentera

Les formations sont très fossilifères (600 ammonites dans les calcaires grumeleux de l'Oxfordien moyen), ou presque stériles (2 ammonites dans les calcaires et dolomies hettangiens). Le fait essentiel est la venue au Callovien supérieur de formes boréales (*Quenstedtoceras* sp., *Cardioceras* sp.) au sein d'une faune à cachet mésogéen prononcé (*Phylloceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Taramelliceras* sp.). Les influences boréales persistent jusqu'à l'Oxfordien supérieur (*Amoeboceras* sp.), et disparaissent au Jurassique terminal. Le phénomène, très souvent observé en province subméditerranéenne, n'avait pas encore été signalé dans les Alpes-Maritimes ; il déborde largement le cadre de l'étude.

c) En résumé

L'évolution de la sédimentation et l'étude des faunes d'ammonites conduisent à la même conclusion : le Bathonien supérieur doit être considéré comme la période clé dans l'histoire du Jurassique régional. A partir de ce moment, le bassin est plus profond par suite du retrait vers le S du domaine de plate-forme, et les faunes d'ammonites différentes.

3) STRUCTURE DU BASSIN DANS LA REGION BARROT-ARGENTERA (Fig.61)

- Zones de subsidence à sédimentation assez continue : les sillons de Pierlas et Guillaumes réunis en un bassin du Barrot ; actuellement allongé NW-SE, il est parallèle aux domaines ultra-dauphinois et briançonnais.
- Zones à comportement positif. Suivant les époques, ce sont des aires sans sédimentation, temporairement émergées, à dépôts réduits, ou des hauts-fonds : la ride de Léouvé-Daluis, la structure de la Tinée. De direction NW-SE, elles sont séparées par le bassin du Barrot.

Le dispositif rides-sillon se met en place au Lias inférieur, s'accroît et se réorganise au Lias moyen-supérieur, et persiste très nettement jusqu'au Bathonien inférieur. Après le Bathonien supérieur, les structures NW-SE sont moins nettes mais se manifestent encore par des lacunes ou des réductions d'épaisseur, dans un bassin dont la bordure méridionale recoupe

le Barrot suivant une direction SW-NE.

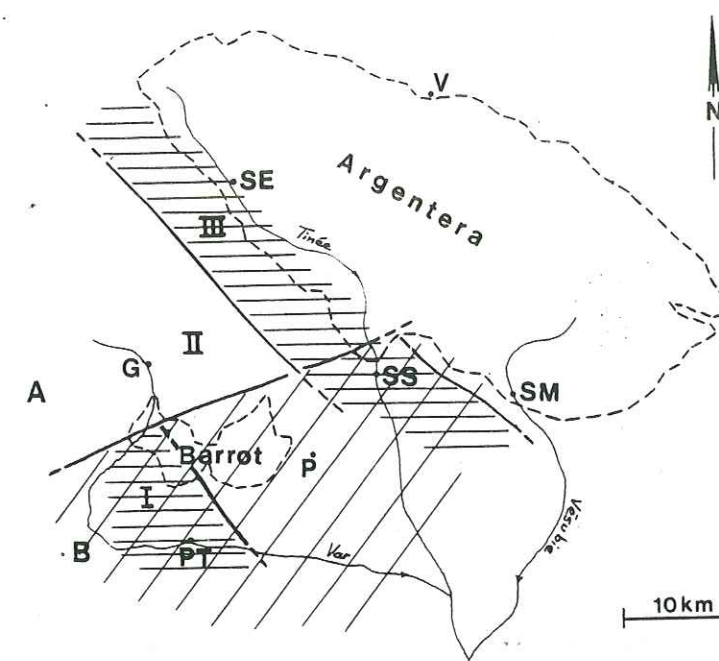


Fig.61 - Structure du bassin jurassique au N des Alpes-Maritimes. (Avant le Bathonien : I ride de Léouvé-Daluis, II bassin du Barrot, III structure de la Tinée. Après le Bathonien : A Domaine NW à dépôts argileux épais, B Domaine SE à dépôts argileux réduits.) (G Guillaumes, P Pierlas, PT Puget-Théniers, SE St Etienne-de-Tinée, SM St Martin-Vésubie, SS St Sauveur-sur-Tinée, V Vinadio)

4) TECTONIQUE JURASSIQUE

Les déformations successives se manifestent assez clairement jusqu'au Bathonien supérieur par une différence de comportement des régions voisines :

- Régions peu ou pas subsidentes ou même à tendance positive où les dépôts présentent des faciès particuliers :
 - Au Lias moyen-supérieur, stromatolithes, mud-cracks, érosion en marches d'escalier, décalages fréquents du toit des encrinites carixiennes et blocs de calcaires crinoïdiens fossilisés par les marnes du Toarcien supérieur, faille parallèle à la structure de la Tinée scellée au Bajocien.
 - Au Bajocien supérieur, oncolithes, surfaces durcies, réductions, condensations, hauts-fonds.
 - Au Bathonien supérieur, blocs craquelés après émergence, ou approfondissement du bassin, modifications des faunes après cette époque.

Régions subsidentes aux mêmes moments, sans que la profondeur y soit vraiment différente des régions à tendance positive.

Après le Bathonien supérieur, les faciès argileux enregistrent moins bien les différents épisodes de déformation. Deux mouvements paraissent cependant probables :

- A l'Oxfordien inférieur : subsidence différentielle, avec une forte épaisseur de sédiments dans le bassin du Barrot et pas de dépôt sur le bombement de St Sauveur, résultant (?) du jeu de failles NW-SE parallèles à la structure de la Tinée.
- Au sommet de l'Oxfordien inférieur et à la base de l'Oxfordien moyen : "discordance" des dépôts grumeleux du sommet de l'Oxfordien moyen, matériel cristallin au N de l'Argentera.

En résumé, c'est au Lias moyen-supérieur et au Bathonien supérieur que se produisent les mouvements tectoniques importants. Ils n'ont pas les mêmes conséquences sur l'évolution du bassin :

- l'épisode liasique conduit à la formation de mûles subémergés et faillés, maintenus en position haute parfois jusqu'au Callovien.
- avec la phase bathonienne débutent un affaissement d'ensemble et un approfondissement. Les structures hautes liasiques sont ennoyées, mais fonctionnent encore épisodiquement.

5) CONTEXTE REGIONAL (Fig.62)

Au Jurassique, la région Barrot-Argentera est bordée par le domaine dauphinois (au NW et à l'W) et par les domaines ultra-dauphinois et briançonnais (au N et à l'E). Dans ces différentes parties du bassin du S-E, la sédimentation est caractérisée par :

- Une réduction ou absence de dépôt au Lias dans le domaine briançonnais (A. GUILLAUME 1960)
- Une opposition entre zones hautes (à sédimentation réduite et incomplète) et aires subsidentes (à dépôts plus complets) dans le domaine dauphinois : à Embrun (J.L. PAIRIS 1965), près de Digne (A. COADOU, B. BEAUDOIN et R. MOUTERDE 1971), ou de la Mure (P. RICHE, F. RIVIER et J. MICHOLET 1961)...
- Ces deux types de sédimentation conduisent à envisager l'existence de rides, dorsales ou dômes (R. BARBIER 1961) au sein du bassin dauphinois, tandis que les dépôts sont progressivement plus "provençaux" vers le S (R. MOUTERDE 1961, S. ASSENAT, P. COTILLON et R. MOUTERDE 1972).

Le bassin dauphinois est ainsi compartimenté en bassins secondaires séparés par des seuils (A.F. BAUDRIMONT et P. DUBOIS 1977, E. JAUTEE 1980), eux-mêmes fragmentés en un réseau de hauts-fonds (H. ARNAUD, M. GIDON et J.L. PAIRIS 1978).

- Des lacunes et réductions d'épaisseur au Lias moyen-supérieur sur les zones hautes ; au N de l'Argentera (C. STURANI 1963), près de Barcelonnette (J. PLAN 1964), à Turriers (R. MOUTERDE, P. PETITEVILLE et R. RIVOIRARD 1961), ou près de Sisteron (J. BODELLE 1964)...
- Plusieurs phases de déformation du Lotharingien au Bathonien (A. COADOU et B. BEAUDOIN 1973, 1975).

Particulièrement nette au Lias et au Dogger, cette structuration du bassin s'estompe à partir du Bathonien-Callovien avec l'ennoyage par les terres noires (P. ARTRU 1967) :

- Les zones hautes demeurent le siège d'une sédimentation réduite (P. ARTRU 1972).
- Le bassin du S-E est alors ouvert vers l'E (P. ARTRU, G. DUNOYER de SEGONZAC, A. COMBAZ et A. GIRAUD 1969).
- Il se produit, à la fin du Dogger et à la base du Malm, un approfondissement important dans le domaine briançonnais (M. BOURBON 1977, M. BOURBON, P.Ch. de GRACIANSKY et M. ROUX 1980).

- Au Tithonique-Berriasien, les brèches de resédimentation montrent l'importance des morphologies sous-marines (B. BEAUDOIN 1977).

En résumé, les étapes successives de l'évolution de la sédimentation se retrouvent dans les séries jurassiques du Barrot-Argentera :

- De l'Hettangien, caractérisé comme vers Digne par des niveaux à oolites et coprolites à la base (R. MOUTERDE et A. COADOU 1971), au Lias moyen-supérieur, les structures hautes reconnues au N des Alpes-Maritimes prolongent les seuils situés à l'E du bassin dauphinois.
- Au Dogger, la sédimentation enregistre les principaux épisodes tectoniques définis dans le domaine dauphinois, et la structuration du bassin est encore prononcée.
- La fin du Dogger correspond à un approfondissement du bassin (comme dans le domaine briançonnais) et à l'effacement des structures hautes (comme dans l'aire dauphinoise).

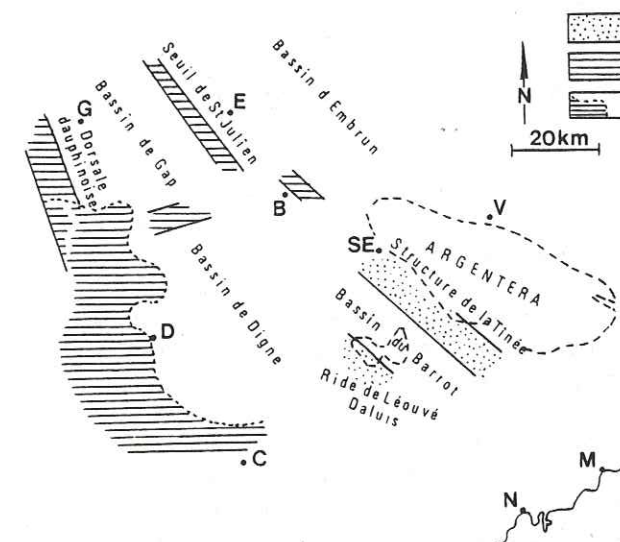


Fig.62 - Le bassin jurassique du SE : cadre structural (1 zones hautes du N des Alpes-Maritimes, 2 dorsales, hauts-fonds et seuils d'après P. ARTRU (1967) et A.F. BAUDRIMONT et P. DUBOIS (1977), 3 zones hautes d'après E. JAUTEE (1980) - B Barcelonnette, C Castellane, D Digne, E Embrun, G Gap, M Menton, N Nice, SE St Etienne-de-Tinée, V Vinadio).

6) RELATIONS ENTRE LA PALEOGEOGRAPHIE JURASSIQUE ET LA DISPOSITION ACTUELLE DES AFFLEUREMENTS

Les directions des structures liasiques ou post-bathonniennes ont été modifiées lors de la formation du massif alpin, mais dans quelles proportions.

La couverture mésozoïque de l'Argentera aurait glissé dans son ensemble au SW du massif (20 à 30 km pour P. FALLOT et A. FAURE-MURET 1949), comme celle du dôme de Barrot (P. BORDET 1950). Cependant, J. VERNET (1965) estime que le glissement est moins important. A partir de données bibliographiques et de mes observations de terrain confrontées à celles de J. VERNET, j'ai pu préciser en quelques points l'importance des déplacements de la couverture.

a) Le glissement de la couverture Trias-Jurassique dans son ensemble paraît peu probable

En bordure SW de l'Argentera
- Au niveau du Trias

Le Trias inférieur (Werfénien) fait partie du socle structural, avec le Permien (J. VERNET 1958, A. FAURE-MURET 1955, J. ROMAIN 1978...). Partout de même faciès, il est transgressif et discordant sur les différents ensembles du Permien et du Cristallin, et son absence locale est liée à un relief hercynien résiduel. Discordances et lacunes sont donc stratigraphiques.

Le Trias moyen, calcaires et dolomies du Muschelkalk, est plissé indépendamment entre deux niveaux de décollement : les cargneules inférieures et les cargneules supérieures en contact anormal. Cette succession peut être retrouvée sur tous les profils. Depuis le Werfénien, la sédimentation évolue donc partout de la même façon, et il n'y a pas superposition brutale de dépôts élaborés dans des domaines paléogéographiques différents. Il est donc difficile au niveau du Trias de montrer des déplacements importants.

- Au niveau du Jurassique

Un déplacement de la couverture de l'Argentera de 20 km (vers le SW) conduit à replacer les séries d'Auron et Vignols (quelques dm de Toarcien-Aalénien, Dogger calcaire réduit ou épais avec des émergences au Bathonien supérieur, terres noires calloviennes à la base), près des séries de Vinadio (Toarcien-Aalénien marneux épais, Dogger calcaire jusqu'au Bajocien supérieur (C. STURANI 1963), terres noires débutant comme à Pourriac au Bathonien). Sédimentations de zone haute et de bassin seraient alors juxtaposées, supposant des failles jurassiques importantes au revers italien de l'Argentera. La structure de la Tinée se trouverait décalée par rapport aux zones hautes d'Embrun et Barcelonnette (Fig.61), mais aussi de Rimplas et St Martin-Vésubie (Fig.60), région pourtant considérée comme peu tectonisée (A. FAURE-MURET 1955, J. ROMAIN 1978) voire non glissée ?

- Au niveau de l'ensemble Trias-Jurassique

Au flanc SW de l'Argentera, la série serait ainsi formée :

- . Werfénien en place sur le complexe de la Tinée ou le Permien-Carbonifère.
 - . Trias terminal lié au Lias-Jurassique glissé, déposé à l'origine sur le complexe de l'Argentera.
- Entre les deux unités, Muschelkalk et cargneules supérieures appartenant à l'un des deux complexes. Il est donc nécessaire de placer deux contacts anormaux qui, sur le terrain ne semblent pas justifiées, comme en témoignent les cartes géologiques (1/80000 de St Martin-Vésubie, 1/50000 de St Etienne-de-Tinée, St Martin-Vésubie le Boréon, Puget-Théniers).

En bordure S du Barrot

P. BORDET (1950) envisage un glissement d'ensemble (vers le S) de la couverture mésozoïque du dôme permien. Cependant,

les replis des séries jurassiques de la Tête de Pibossan et l'accident de la Roudoule sont très localisés (J. VERNET 1958), le Muschelkalk est peu tectonisé, ce qui est en contradiction avec l'interprétation d'un glissement important.

Quant aux terrains jurassiques situés entre Auvare et Pierlas, rien n'indique qu'ils sont déplacés de façon importante. Leur structure monoclinale continue enveloppe le dôme qui a crevé sa couverture (faille du Girent), en la soulevant (des témoins jurassiques sont conservés à la cime du Pra).

Il est donc peu probable que les séries jurassiques aient été déplacées sur des distances aussi importantes (20 km), au revers SW de l'Argentera et au S du Barrot. La déformation du Muschelkalk serait une simple disharmonie.

b) Rétrécissement du socle et décrochements pourraient être à l'origine de déplacements localisés des séries jurassiques

Plissements du socle et séries jurassiques disloquées

Les chevauchements du Ciavalet, de Roya, du Mounier, les séries renversées du Collet Mattet, de Bacoun... jalonnent la bordure SW du complexe de la Tinée. En dessous, le Permien-Werfénien est énergiquement plissé avec des directions NW-SE (faisceau de la vallée de la Vionène de J. VERNET 1965). Le rétrécissement du socle s'accompagne de plissement avec disharmonie importante dans le Trias, d'écaille intercutanée dans le Jurassique (P. FALLOT et A. FAURE-MURET 1949), le Crétacé-Tertiaire le plus proche étant peu affecté. Les séries jurassiques, bien que disloquées, peuvent être considérées comme en place, ou peu déplacées (Fig.63).

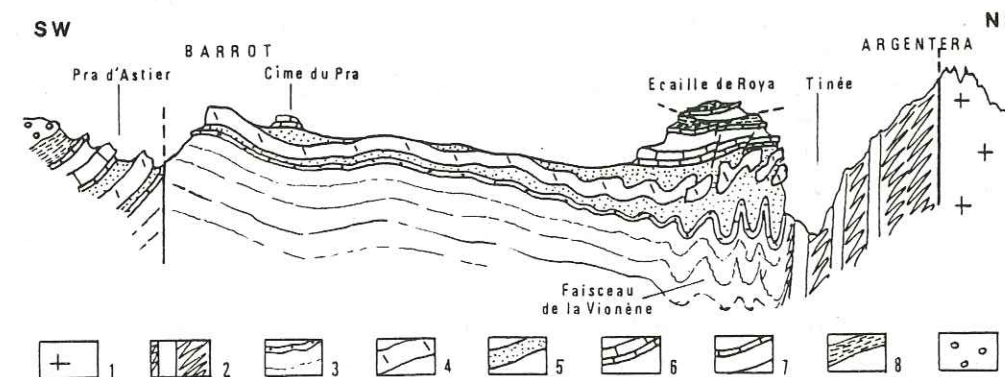


Fig.63 - Schéma interprétatif des diverses positions structurales actuelles des séries jurassiques du N des Alpes-Maritimes (1 complexe de l'Argentera, 2 complexe de la Tinée, 3 Permien-Werfénien, 4 Muschelkalk, 5 Cargneules inférieures et supérieures, 6 Trias supérieur-Lias-Dogger, 7 terres noires et corniche terminale, 8 Crétacé, 9 Tertiaire)

Ces dislocations ne sont pas à l'origine des discontinuités et variations d'épaisseurs des séries jurassiques : les

lacunes au Lias et au Dogger sont stratigraphiques (condensations, surfaces durcies, émergences...) et ne sont pas exagérées par la tectonique (remaniements d'éléments de surface encroûtée à la base des dépôts qui la recouvrent). Les épaisseurs ont pu être modifiées (friction entre les bancs calcaires ou les feuilletés marneux...), mais la présence des mêmes faunes dans des séries d'épaisseurs très différentes montre que la variation de puissance est plutôt d'origine sédimentaire.

En résumé, la structure de la Tinée occupait vraisemblablement une position structurale peu différente de celle qu'elle a aujourd'hui.

Décrochements anciens (?) et failles récentes en bordure W du Barrot

La bordure W du dôme de Barrot est jalonnée par une série d'accidents orientés SSW-NNE, qui selon P. BORDET (1950) sont "un trait saillant de la tectonique de cette région que l'on peut suivre sur plus de 30 km". J. VERNET (1958) montre que l'accident principal (faille de Canté) est limité à l'extrémité W du brachyanticlinal de Barrot, avec un jeu vertical (et non décrochant). Dans le prolongement de la faille de Canté, mais non en continuité, les décrochements des séries jurassiques du Mounier au NNE (1 km), et des séries tertiaires d'Annot au SSW (3 km environ), paraissent finalement peu importants.

Les séries jurassiques n'ont donc pas été très déplacées de part et d'autre de ces accidents récents.

Dans ces conditions, un possible décrochement jurassique pourrait être envisagé :

- . Rive gauche du Var : la ride de Léouvé-Daluis peut être limitée vers le NE par une direction NW-SE passant immédiatement au N de Léouvé (Fig.55). Au SW de cette limite (Fig.56), l'arrêt de sédimentation liasique est important, au NE il est progressivement moins long.
- . Rive droite du Var : entre Guillaumes et Villeplane, l'interruption des dépôts au Lias est brève.

La juxtaposition de ces deux types de sédimentation au Lias (assez continue - très discontinue) conduit à placer une faille suivant la vallée du Var. Le compartiment E serait décalé dans son ensemble vers le NE (décrochement) sur une distance minimum de 5 km. La répartition des faciès au Dogger ne fait plus apparaître le décrochement ; l'uniformisation des faciès à partir du Bajocien masque un éventuel décalage, mais les directions au Bajocien supérieur (faciès et épaisseurs contrastés) et après le Bathonien ne semblent pas affectées (Fig.57, 58 et 59). Le décrochement aurait donc joué au Lias moyen-supérieur (?).

En résumé, la ride de Léouvé-Daluis, est actuellement dans la position structurale qu'elle occupait au Jurassique, l'accident récent du haut Var ne la déplaçant pratiquement pas. Il semble bien que cette structure haute ait été décrochée au Lias moyen-supérieur (?) ; les dépôts du Dogger-Malm n'étant pas conservés sur le dôme de Barrot, le jeu de cet accident

au Jurassique demeure toutefois une hypothèse.

c) Conclusions

Les zones hautes et sillons mis en place au Lias-Dogger devaient occuper des positions structurales proches de celles qu'elles ont actuellement. On peut cependant envisager un déplacement vers le NE de la ride de Léouvé-Daluis (glissement vers le S de Pibossan), et un élargissement de la structure de la Tinée (rétrécissement du socle). Leur orientation NW-SE, parallèle à la courbure de l'arc alpin, est aussi celle des directions anciennes de l'Argentera (série du complexe de la Tinée, considérées comme plissées à l'Hercynien). C'est donc peut-être un bâti ancien qui rejoue au Lias-Dogger ?

7) RECONSTITUTION DU BASSIN DU N DES ALPES-MARITIMES AU JURASSIQUE

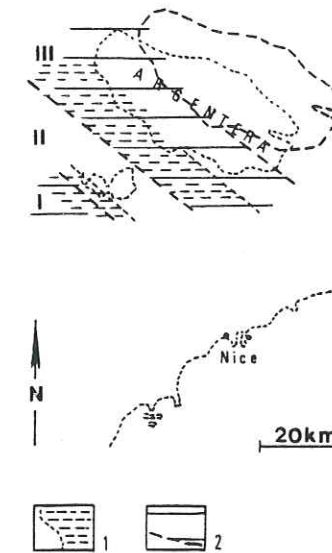


Fig.64 - Le bassin reconstitué au Jurassique. Les contours du socle ont été déplacés. La ride de Léouvé-Daluis (I) occupe par rapport au Barrot une position peu différente de celle qu'elle a aujourd'hui ; la structure de la Tinée (II) est plus large, le socle permo-werfénien étant déplié entre le complexe de la Tinée et le dôme de Barrot (1 position géographique actuelle, 2 position proposée au Jurassique)

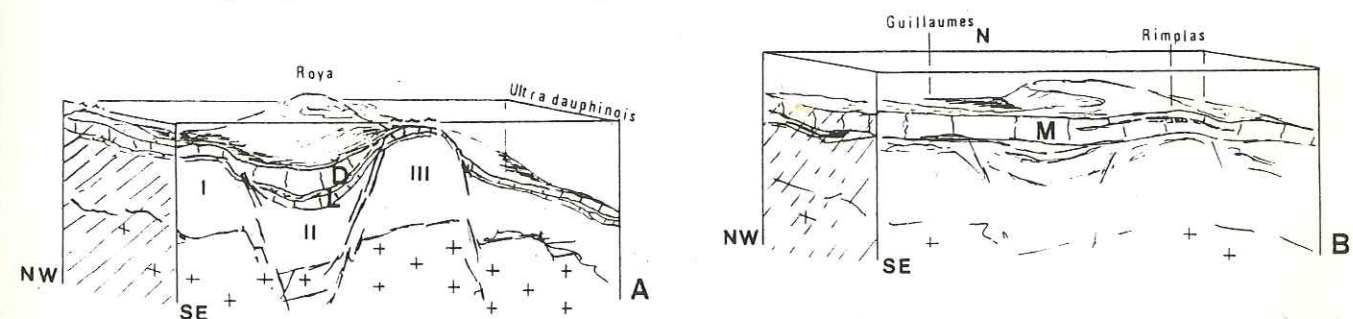


Fig.65 - Le dispositif rides-sillon au Lias-Dogger (A), puis au Malm (B) (blocs diagrammes interprétatifs)

- Au Lias-Dogger, un dispositif de horsts et fossés effondrés se met en place suivant des directions anciennes (?).
- Le dispositif disparaît au Bathonien-Callovien, la subsidence est importante au N, les directions liasiques ne se manifestent plus que par des réductions d'épaisseur ou des changements de faciès.

CHAPITRE IV

LE PLATEAU SOUS-MARIN DU CHEIRON ET DES BAOUS (entre le Barrot et l'Autochtone des Maures)

- Jusqu'au Bathonien supérieur, un dispositif sédimentaire diversifié :
 - Au N, la sédimentation évolue comme dans la région du Barrot et la structure du bassin est identique : la ride de Léouvé-Daluis peut être élargie au Mt-Gourdan, le bassin du Barrot se prolonge au Mt-Vial.
 - Au S, sur le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous, aucun dépôt n'est conservé avant un Bathonien représenté par des faciès péri-récifaux. Maintenu en position haute depuis le Trias, le plateau orienté E-W, est bordé au S par une zone de flexuration de même direction, active dès le Lias. Le substratum est fragmenté en blocs plus ou moins affaissés, et la profondeur, faible au Lias, est plus importante au Dogger dans la partie N.
- A partir du Callovien, un dispositif simplifié, opposant un domaine septentrional profond aux dépôts argilo-calcaires (faciès dauphinois) et un domaine méridional superficiel aux dépôts calcaréo-dolomitiques de type récifal (faciès provençaux). L'affaissement du substratum est prononcé, avec des inversions de subsidence après l'Oxfordien moyen (affaissement de la partie dauphinoise), suivant une flexure E-W située dans la vallée de l'Estéron (bord septentrional du plateau sous-marin).

SOMMAIRE

I - Les terrains jurassiques à la périphérie du synclinal de Saint-Antonin	136
1-Au N, le Mt-Vial et le Mt-Gourdan	136
a - La chaîne du Mt-Vial	136
b - Le Mt-Gourdan et le Mt-Roccaforte	146
c - Principaux résultats	150
d - Interprétation des séries du Mt-Vial et du Mt-Gourdan	150
e - Conclusions	151
2-Au S du synclinal de Saint-Antonin, les séries jurassiques des environs de Roquestéron	152
a - De la cluse d'Aiglun à la Harpille	152
b - Les gorges du Rioulan et le Mt-Long	157
c - Principaux résultats	157
d - Interprétation des séries de Roquestéron	158
e - Conclusions	159
3-Le bassin jurassique dans les régions du Mt-Vial et de Roquestéron : conclusions	159
II - Les chaînons jurassiques entre l'Estéron et le pays grassois	164
1-La montagne du Cheiron	164
a - Entre Gilette et Bezaudun	165
b - De Bezaudun à Végay	168
c - De Végay à Thorenc	169
d - Reconstitution des séries jurassiques du Cheiron entre Gilette et Thorenc	174
e - Principaux résultats	175
f - Interprétation des séries du Cheiron	176
g - Conclusions	178
2-Les Baous, la Montagne de l'Audibergue et Caussols	178
A. L'unité des Baous	179
a - Du Broc à St-Jeannet	179
b - De St-Jeannet au pic de Courmettes	184
c - De Courmes au Baou de St-Jean et à Vescagne	187
d - Les domaines sédimentaires se succédant au Jurassique dans l'unité des Baous	192
e - Principaux résultats	192
f - Interprétation des séries jurassiques de l'unité des Baous	193
g - Conclusions	194
B. La Montagne de l'Audibergue et son prolongement de Calern, Caussols et le plateau de Cavillone	194
a - L'Audibergue et Calern	194
b - Caussols et le Cavillone	198
c - Les domaines sédimentaires se succédant au Jurassique dans les unités de Calern et Caussols. Rapports avec les unités du Cheiron et des Baous	202
d - Principaux résultats	203
e - Interprétation des séries jurassiques de l'Audibergue et de Caussols	204
f - Conclusions	205
3-Le bassin jurassique entre l'Estéron et la pays grassois : conclusions	205

Cette unité qui s'individualise vigoureusement dans la morphologie est limitée par les dépressions de la vallée du Var moyen au N, et du bassin pliocène à l'E. C'est un ensemble de chaînons à ossature jurassique, parallèles, orientés E-W, et chevauchant vers le S (extrémité orientale de l'arc de Castellane). Le front méridional du chevauchement, entre Grasse et Vence, est jalonné par les Baous, hautes falaises jurassiques dominant l'avant-pays aplani entre Vence et Antibes (Autochtone des Maures).

Les affleurements jurassiques peuvent être regroupés en deux domaines (Fig.66) :

- La périphérie du synclinal tertiaire de St-Antonin, avec les chaînes du Mt-Gourdan et du Mt-Vial au N, les barres de la vallée de l'Estéron au S.
- Les chaînons compris entre la vallée de l'Estéron et les Baous : le Cheiron, l'Audibergue et Caussols.

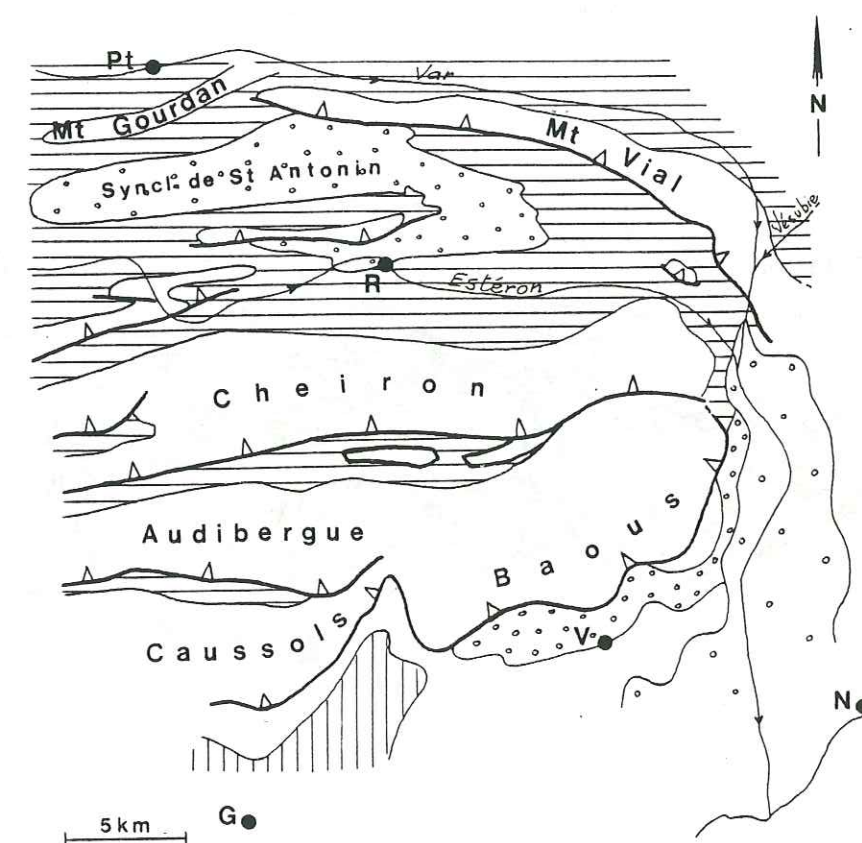


Fig.66 - Carte simplifiée des chaînons jurassiques entre la vallée du Var et les Baous (d'après L. BERTRAND 1943 et cartes géol. 1/50000). (G Grasse - N Nice - Pt Puget-Théniers - R Roquestéron - V Vence)

Suivant la vallée de l'Estéron, des faciès de transition ont été reconnus entre un Jurassique à affinités dauphinoises au N et provençales au S (L. BERTRAND 1943, C. TEMPIER 1972...); j'ai préféré un découpage indépendant de cette interprétation, les deux domaines étant définis par l'organisation du réseau hydrographique (Fig.66).

I- LES TERRAINS JURASSIQUES A LA PERIPHERIE DU SYNCLINAL DE SAINT-ANTONIN

1) AU NORD, LE MONT VIAL ET LE MONT GOURDAN

a) La chaîne du Mont Vial

Dominant de près de 1500 m la vallée du Var, la chaîne du Mont Vial s'étend sur plus de 20 km, orientée E-W dans sa partie occidentale, NW-SE dans sa partie orientale recoupée par le Var (gorges de la Mescla). L'ensemble chevauche vers le S les terrains crétacés ou tertiaires de l'aire synclinale de St-Antonin. Les affleurements jurassiques, limités à l'E par les falaises du Chaudan et du Mt d'Arpasse, sont continus jusqu'à Rorebel à l'W. Corniche liasique, barre du Dogger, terres noires et corniche terminale peuvent être reconnus.

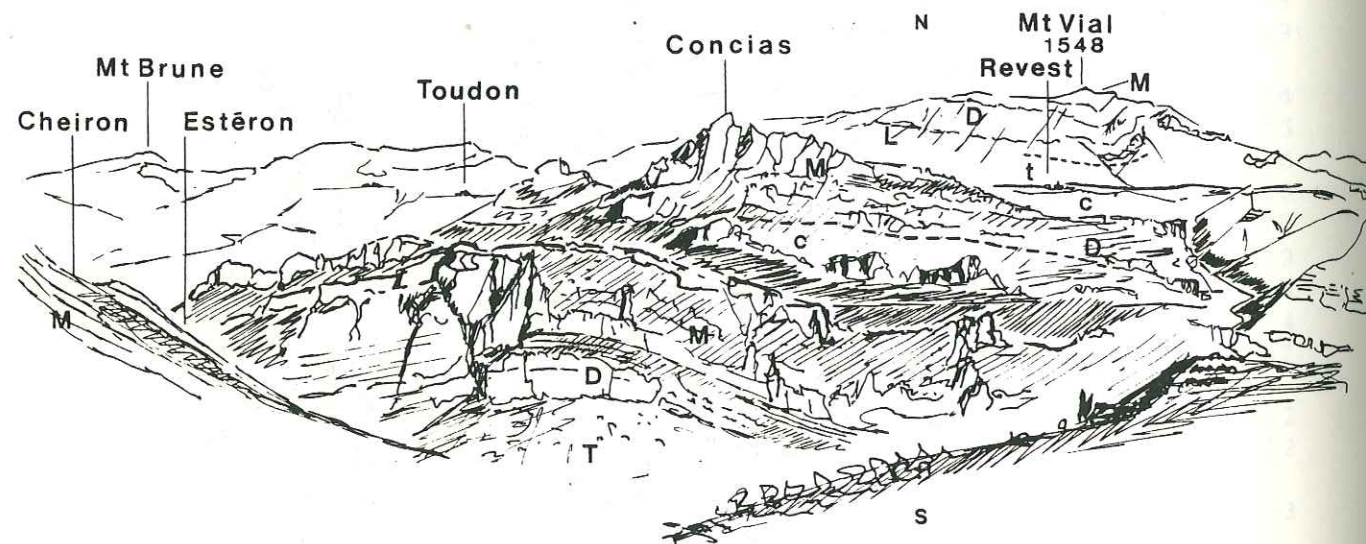


Fig. 67 - Morphologie jurassique entre l'Estéron et le Mt Vial

L'extrémité E de la chaîne (entre la Roquette-s-Var et le Mt-Vial)

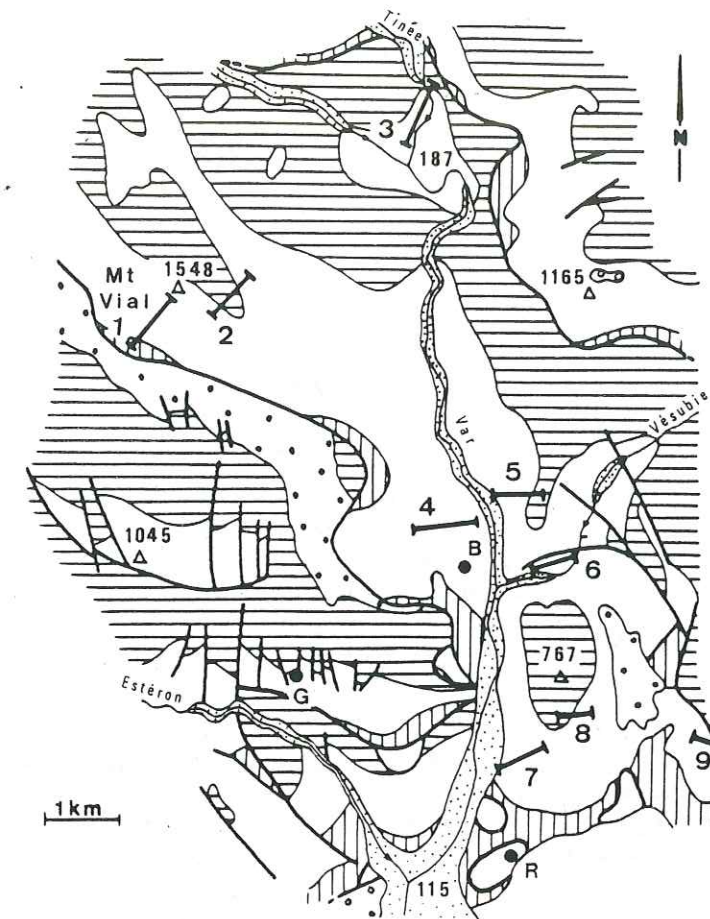


Fig. 68 - Situation géologique et localisation des profils entre la Roquette-s-Var et le Mt-Vial (d'après carte géol. 1/80000 Nice Pont-Saint-Louis). (1-2 Mt Vial, 3 la Mescla, 4 Bonson, 5-6 le Chaudan, 7-8 Mt-d'Arpasse, 9 Collet de St-Bernard - B Bonson - G Gilette - R la Roquette-s-Var)

. Dans la vallée du Var (Bonson, le Chaudan)

- Corniche liasique (Fig. 69)

Coupe dans les barres verticales au N de Bonson, de la Baisse au sommet du Collet St-André.

- 1 - Calcaires et calcaires dolomitiques à patine gris-clair (40 m), en gros bancs à débit en parallélépèdes :
 - a- Barre de calcaires à cassure gris-fumé (15 m), micrite graveleuse, ou micrite à terriers.
 - b- Alternance de gros bancs et interbancs de calcaires gris-jaunâtre, micrite (dolomicrite) à rares oncoïdes, cavités vadoses et réseau polygonal de craquelures fossilisées par de la sparite.
- 2 - Calcaires rognoneux gris-roussâtre (6 à 7 m), terminés par une surface ferruginisée et rubéfiée. Dans les

- derniers bancs, plus minces, petites gryphées (*Gr. arcuata*), pectinidés, entroques et ammonites (*Arietites* sp. ?). Micrite dolomitisée à lamellibranches, brachiopodes, gastropodes, échinodermes et spicules de spongiaires.
- 3 - Calcaires rognoneux roux (1,5 m) à gryphées silicifiées et ammonites (*Asteroceras* sp. ?). Micrite ferrugineuse et dolomitique, riche en grains micritiques, bioclastes variés et nodosariidés.
 - 4 - Calcaires gris en gros bancs (3 à 4 m) à gryphées de grande taille au sommet. Dolosparite ferrugineuse à entroques, lamellibranches et rares grains de glauconie.
 - 5 - Calcaires noirs à chailles de grande taille (6 à 8 m). Micrite argileuse, pyriteuse et dolomitique à rares bioclastes (échinodermes, lamellibranches).
 - 6 - Calcaires gris-roux clairs formant une barre (env. 15-20 m). Entroques jointives, lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires et grains micritiques (à spongiaires ?), réunis par une sparite limpide ou une dolosparite ferrugineuse rousse et opaque. Le toit est encroûté par une lumachelle (lamellibranches), puis une croûte ferrugineuse.
 - 7 - Calcaires gris-rougeâtre rognoneux (0,2 m). Serpulidés, oncolithes, et fragments de tapis stromatolithique lie de vin, dans une micrite bioturbée à spicules de spongiaires, microfilaments et glauconie.
- Les éléments de datation sont rares, mais la succession est comparable à celle des coupes du Barrot : 1 doit représenter l'Hettangien, 2 est daté du Sinémurien inférieur, 3 du Lotharingien et 4 vraisemblablement du Carixien. Par comparaison avec la coupe de Pierlas, 5 et 6 sont attribués au Lias moyen (Carixien ?), 7 matérialiserait l'arrêt de sédimentation à la limite Lias moyen-supérieur.

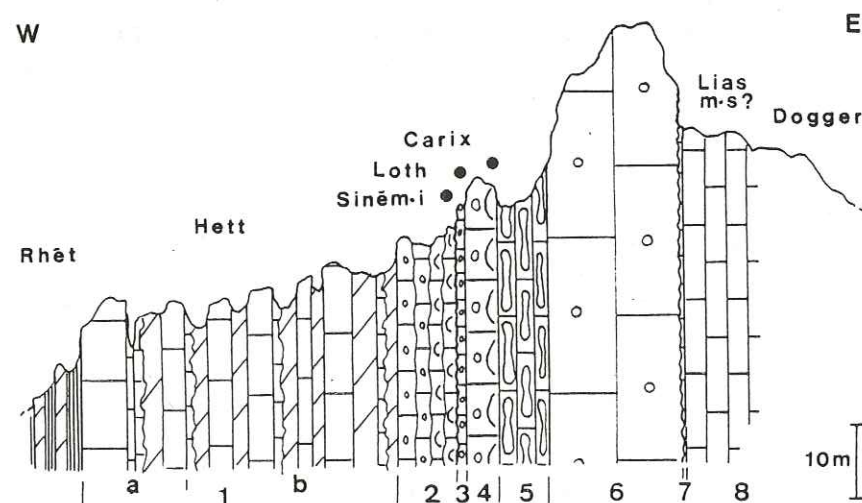


Fig.69 - La corniche liasique au N de Bonson

- Barre du Dogger

(Coupe de Bonson, du sommet du Collet de St-André aux dalles surplombant la vallée du Var)

- 8 - Calcaires roux (barre de 40 à 50 m). Glauconie et nodules lie de vin de 5 à 10 cm (oncolithes ?) dans le premier banc, chailles dans la moitié supérieure, gastropodes lamellibranches et ammonites indéterminables près du sommet. Micrite dolomitique et pyriteuse, grains micritiques et débris d'échinodermes recristallisés, calibrés et jointifs (packstones), rares foraminifères agglutinants.
- 9.a-Calcaires gris clair à chailles (barre de 20 à 30 m), en gros bancs séparés par des calcaires argileux gris feuilletés. Micrite à pelleteïdes et spicules de spongiaires.
- b-Dolomies (dépression de 15 à 20 m) à cassure fine et brune, quelques chailles à la base.
- 10 - Calcaires en bancs massifs (arête de 10 m). Micrite à gros oncoïdes, grains micritiques fins, échinodermes, gastropodes, lamellibranches, spicules de spongiaires, lenticulines et encroûtements (nubéculaires ?).
- 11 - Calcaires en gros bancs arrondis par l'érosion, séparés par des calcaires argileux feuilletés (50 m ?). Micrite à pelleteïdes, spicules de spongiaires et rares grains de quartz. Cette unité forme les dalles verticales en rive droite du Var au Chaudan.

(Coupe reprise au Chaudan et en rive droite de la Vésubie)

- 11 - Calcaires gris en bancs massifs à posidonomyes, cancellophycus et chailles (80 m), formant des barres séparées par des talus de calcaires argileux gris-jaunâtre. Micrite à spicules de spongiaires et filaments, finement graveleuse à la base. Périssphinctidés et réineckéidés au sommet.
 - 12 - Calcaires et calcaires argileux gris sombre (40 m) en bancs épais à débit esquilleux, de microfaciès identique à celui des terrains sous-jacents. *Hecticoceras* sp. et *Peltoceratoïdes* sp.
- Comparés aux profils les plus proches du Barrot, 8 et 9 représenteraient l'Aalénien-Bajocien (?), 10 la limite Bajocien-Bathonien (disparition des chailles) ; 11 est daté du Bathonien-Callovien (inférieur ou moyen au sommet), 12 du Callovien moyen ou supérieur.

- Terres noires et corniche terminale

(Coupe reconstituée dans les falaises du Chaudan)

- 13.a-Marnes et calcaires argileux noirs (3 à 4 m) enrobant à la base des rognons calcaires et de la glauconie. *Hecticoceras* sp., *Peltoceratoïdes* sp., *Peltoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Euaspidoceras* sp., *Quenstedtoceras* sp. et périssphinctidés.
- b-Calcaires rognoneux gris à protoglobigérines, emballés de marnes (2 à 3 m).
- c-Calcaires grumeleux gris-blanchâtre et marnes (env. 50 m) en gros bancs à surfaces mamelonnées "brèchiques" : *Gregoryceras transversarium*, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Dichotomosphinctes* sp., *Divisosphinctes* sp., *Ochetoceras* sp., *Trimarginites* sp. et *Euaspidoceras* sp.

14 - Calcaires lités à grains fins et à chailles (env. 100 à 150 m). Intercalations de calcaires bioclastiques plus développés au sommet, horizons pyriteux, brèches fréquentes et rares dolomies interstratifiées.

15 - Calcaires massifs à patine claire, à chailles (70 m), puis à gros organismes constructeurs (?) (50 m), sous les calcaires argileux beiges du Crétacé inférieur couvrant les falaises du Chaudan.

Equivalent des terres noires du Barrot, 13a est daté à la base du Callovien supérieur (zone à Lamberti ?) et de l'Oxfordien inférieur (zone à Mariae ?) ; 13c représente l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium), 14 avec ses brèches pourrait être en partie équivalent de l'Oxfordien supérieur de Pierlas caractérisé lui aussi par des résédimentations, 15 est attribué au Kimméridgien-Tithonique et au Crétacé inférieur(?).

Les faunes récoltées à proximité du Chaudan (au Mt d'Arpasse), précisent les attributions stratigraphiques de quelques niveaux :

- . Dans les calcaires à cancellophycus (11) : *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) *gracilis*, *Reineckeia douvillei*, *Glochiceras* sp. et *Phylloceras* sp. (Callovien inférieur, zone à *Gracilis*).
- . Dans les calcaires et calcaires argileux (12) : *Reineckeia* (*Kellawaysites*) *falcatus*, *R. spinosa*, *Reineckeites* sp., *Brightia* sp. et *Grossouvria* sp. (Callovien moyen, zone à *Coronatum*) à dix mètres du sommet. Au sommet, *Peltoceras annulum*, *Hecticoceras* sp., *Kosmoceras* sp., *Lytoceras* sp. et *Phylloceras* sp. (Callovien supérieur, zone à *Athleta*).
- . A la base des calcaires rognoneux (13b), *Peltoceratoïdes* sp. et *Glochiceras* sp., *Arisphinctes plicatilis* et *Ochetoceras canaliculatum* (Oxfordien moyen, zones à *Plicatilis* et *Transversarium* mélangées), dans un conglomérat (0,3 m) à galets micritiques à protoglobigérines, spicules de spongiaires et fragments de stromatolithes (?), liés par de la sparite à grains micritiques fins, glauconie, textularidés et miliolidés.
- . Dans les niveaux grumeleux "brêchiques" (13c), *Taramelliceras* sp. et *Ochetoceras canaliculatum* (Oxfordien moyen).

. Au Mont Vial

Sur les dolomies jaunâtres à débit parallélipipédique, calcaires gris roux à lamellibranches et marnes feuilletées noires du Rhétien, la succession est comparable à celle de Bonson-Le Chaudan, avec des faciès et épaisseurs différents.

- Corniche liasique

- 1 - Dolomies gris-clair (25 m), à grains fins et laminations millimétriques (Hettangien)
- 2 - Calcaires rognoneux gris-roux (6 à 7 m), à entroques, terminés par une surface ferruginisée. *Gryphaea arcuata* (Sinémurien inférieur)
- 3 - Calcaires roux à entroques (1,5 m), au toit encroûté de stromatolithes (Lotharingien ?).
- 4 - Dolomies gris-jaunâtre (4 m) à passées de calcaires bioclastiques à brachiopodes (équivalent des calcaires à grandes gryphées de Bonson ?).

- 5 - Dolomies grises (20 à 25 m) en falaise ; la partie supérieure est moins dolomitisée (Lias moyen, Carixien ?)
- 6 - Croûte ferrugineuse (1 à 5 cm), remplissant la surface mamelonnée des dolomies sous-jacentes (Lias moyen-supérieur ?).

- Barre du Dogger

- 8 - Calcaires et calcaires dolomitiques roux à chailles (70 m), en bancs à surfaces ondulées et interbancs marneux à la base. Lamellibranches, entroques, térébratules et ammonites à la partie médiane (Aalénien supérieur et Bajocien inférieur).
- 9 - Calcaires gris-clair à chailles (30 à 40 m), avec intercalation de calcaires dolomitiques roux à chailles au sommet.
- 10 - Dolomies et calcaires bioclastiques massifs (10 m) ; au sommet pectinidés, térébratules et rhynchonelles (Bajocien supérieur).
- 11 - Calcaires et calcaires argileux gris à cancellophycus (70 m) terminés par une barre plus calcaire renfermant des ammonites peu déterminables (Bathonien moyen ?), puis calcaires argileux et marnes gris-jaunâtre (40 m) ayant livré *Homoeoplanulites* sp. et *Kamptokephalites* sp. (Bathonien supérieur - Callovien inférieur).
- 12 - Calcaires massifs (30 à 40 m) à oppélidés et *Reineckeia* sp. (Callovien moyen), puis calcaires argileux (10 à 15 m) livrant *Sowerbyceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Peltoceras* sp. (Callovien supérieur).

- Terres noires et corniche terminale

- 13.a-Marnes noires (10 m) à petits rognons calcaires au sommet ; *Cardioceras scarburgense*, *Peltoceratoïdes* sp., *Hecticoceras* sp. et péricéphinctidés (Oxfordien inférieur, base de la zone à Mariae).
- b-Calcaires rognoneux et marnes blanchâtres à rognons de calcaires grumeleux de faciès "brêchique" (3 m) : *Taramelliceras* sp., *Trimarginites* sp., *Euaspidoceras* sp. et *Sowerbyceras tortisulcatum* et péricéphinctidés (Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*, sous-zone à *Parandieri* ?).
- c-Calcaires grumeleux et marnes (40 à 50 m), de faciès "brêchique", renfermant les mêmes faunes que le niveau précédent. Le faciès brêchique disparaît vers le haut, localisé aux interbancs.
- 14 - Calcaires à chailles (30 à 40 m), plusieurs niveaux de brèches, ammonites très altérées (Oxfordien supérieur ou Kimméridgien ?).
- 15 - Calcaires massifs (barre de 20 à 30 m), intercalation dolomitique à la partie médiane, puis calcaires et calcaires argileux du Crétacé inférieur, à bélemnites, spongiaires et faisceaux contournés.

. Relations entre les profils à l'E du Mt-Vial (Fig.70)

Les dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien changent de faciès et d'épaisseur, la série étant plus dolomitique

au Mt-Vial (réduction des calcaires à gryphées, disparition des niveaux à chailles du Carixien remplacés par des dolomies, dolomitisation de la corniche de calcaires à entroques du Lias moyen).

Aucune variation d'épaisseur à l'Aalénien-Bajocien, mais des changements de faciès avec une dolomitisation cette fois plus importante à l'E de Bonson (chailles plus rares, pas d'apport argileux, développement des dolomies et oncolithes, disparition des ammonites).

Du Bathonien à l'Oxfordien moyen, les assises de même âge sont d'épaisseur et de faciès comparables ; au Jurassique terminal, les séries sont nettement plus épaisses vers l'E, avec des niveaux de brèches plus fréquents, tandis qu'apparaissent des constructions à la limite Jurassique-Crétacé.

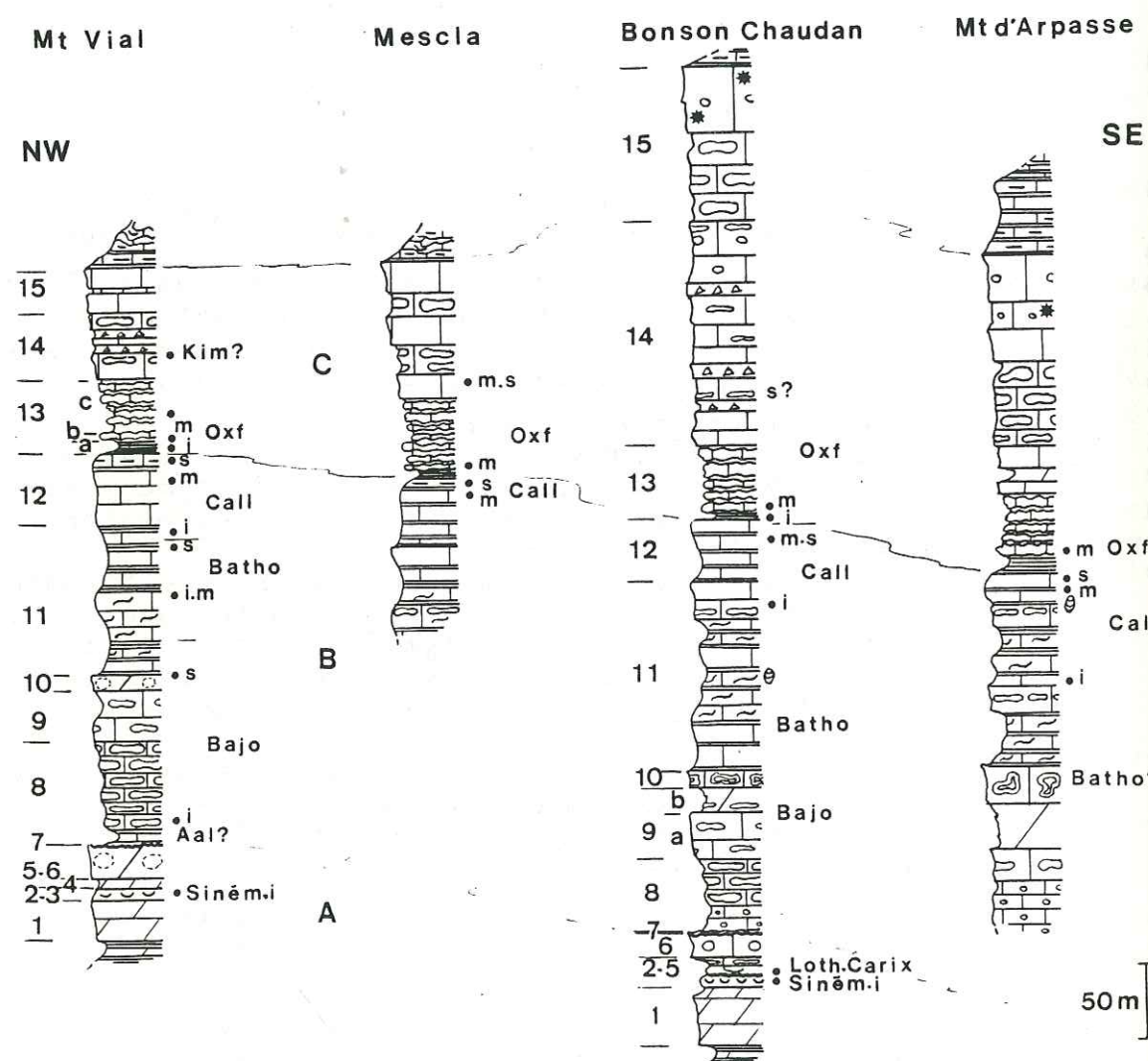


Fig.70 - La série jurassique à l'extrémité E de la chaîne du Mt-Vial (A corniche liasique, B barres et talus du Dogger, C terres noires et corniche terminale)

L'extrémité W de la chaîne (entre le Mt Vial et Rorebel)

Les assises reconnues au Mt-Vial sont suivies en continu jusqu'à Rorebel où des accidents tectoniques recoupent la chaîne en biseau. A l'W du village, la continuité des affleurements n'est plus certaine, les séries doivent être étudiées séparément.

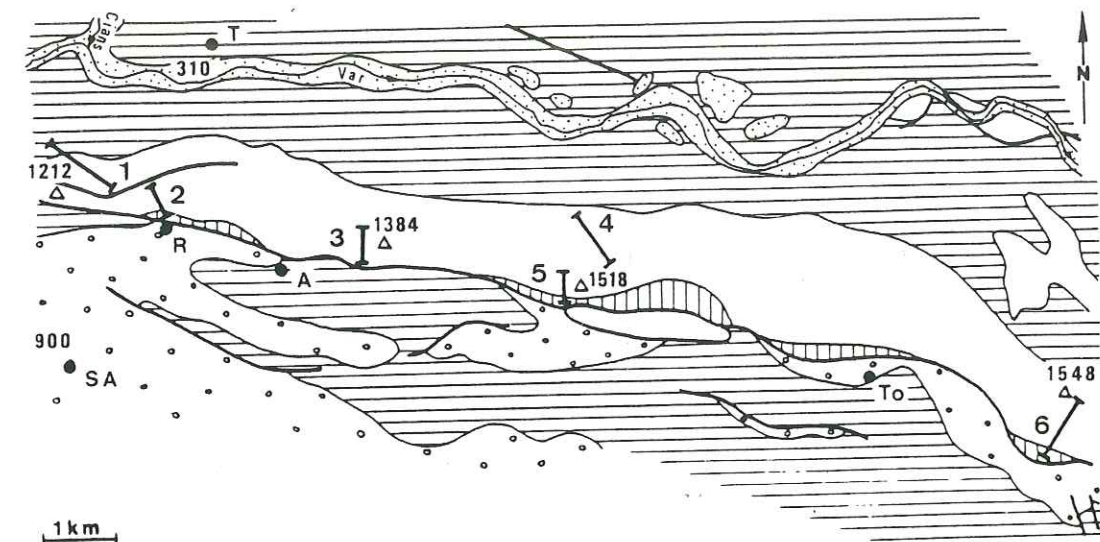


Fig.71 - Situation géologique et localisation des profils entre le Mt-Vial et Rorebel (1-2 Rorebel, 3 Mt Pincogul, 4-5 Mt Brune, 6 Mt-Vial - A Ascros, R Rorebel, T Touet-sur-Var, To Toudon)

- La corniche liasique à l'W du Mt-Vial (Fig 72)
- Les dolomies hettangiennes (1), plus grossières à l'W, renferment des brèches d'origines différentes :
 - A la base (Mt-Pincogul), avec des éléments arrondis, de la taille de sables ou de blocs (10 cm), du même calcaire que les bancs sus-jacents, cimentés par un calcaire dolomitique jaunâtre à débris de lamellibranches encore rhétien (?), évoquant une brèche de remaniement.
 - Au sommet (Mt-Brune), où le toit des bancs dolomitiques est démantelé, les fragments fossilisés en place, rappelant une brèche de dessiccation.
- Les calcaires à gryphées (2 et 3), moins développés vers l'W, disparaissent à Rorebel. Des poches conglomératiques à éléments calibrés de quelques mm s'intercalent au sein du faciès à huîtres (Mt-Brune) ou le couronnent (Mt-Pincogul). Au Mt-Vial, une surface ferrugineuse occupe une position comparable à celle de ce conglomérat.
- Les dolomies du Lias moyen (4 à 6) disparaissent progressivement vers l'W.
- La surface ferrugineuse et encroûtée (7) scelle la sédimentation liasique, occupant des dépôts plus anciens vers Rorebel. La région de Rorebel n'est donc plus subsidente après l'Hettangien, elle présente des conditions défavorables à la vie des gryphées, et des milieux peu profonds, agités et confinés au Lotharingien-Carixien.

A l'opposé, le bassin liasique est subsident au Mt-Vial, avec des milieux plus ouverts en direction de Bonson, quelque soit le niveau considéré.

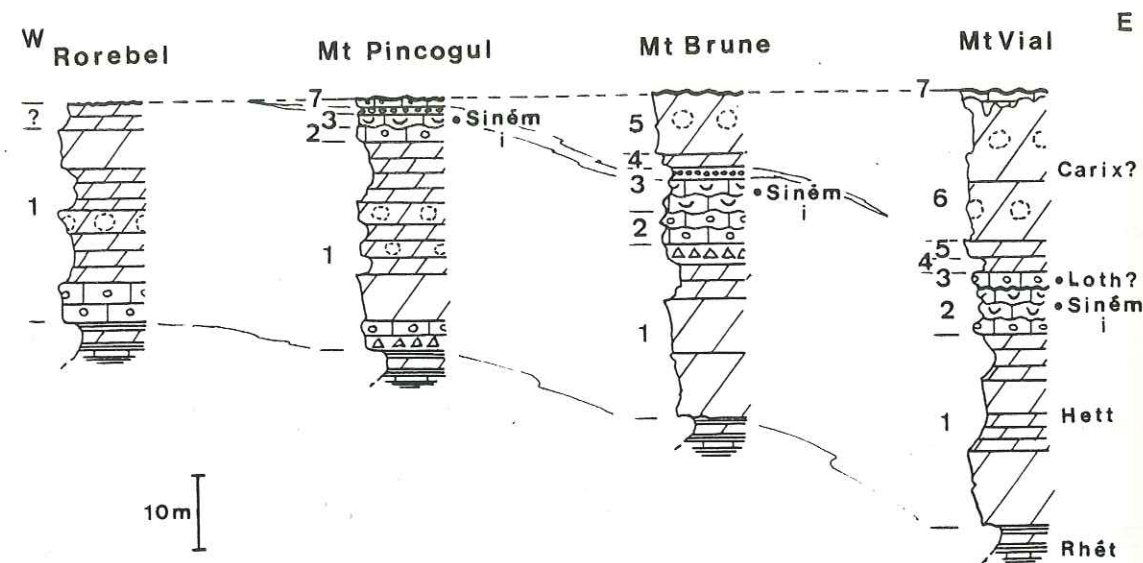


Fig.72 - La corniche liasique entre le Mt-Vial et Rorebel

- La barre du Dogger, les terres noires et la corniche terminale à l'W du Mt-Vial (Fig.73)
 - Les calcaires dolomitiques roux à chailles (8) et les calcaires gris à chailles (9) sont nettement moins développés vers Rorebel où les dolomies (10) disparaissent. La réduction d'épaisseur semble plus prononcée à la limite Bajocien-Bathonien (disparition des chailles), comme en bordure S du Barrot.
 - Les calcaires et calcaires argileux à cancellophycus (11 et 12), plus épais au Mt-Vial, ont partout le même faciès et semble-t-il le même âge (Bathonien et Callovien). Cependant ils ne dépassent pas le Callovien moyen à Rorebel (comme en bordure S du Barrot), mais sont datés du Callovien supérieur au Mt-Vial.
 - Les terres noires (13a), réduites et représentant la base de l'Oxfordien inférieur au Mt-Vial, s'épaississent vers Rorebel où elles apparaissent au Callovien supérieur (?), renferment un horizon pyriteux associé à des calcaires roux et sont datés de l'Oxfordien moyen au sommet (comme en bordure S du Barrot). Les calcaires et marnes grumeleux (13b et 13c) datés de l'Oxfordien moyen-supérieur, s'épaississent nettement au Mt-Vial.
 - La corniche terminale (14 et 15), avec des brèches, faisceaux contournée, chailles et rares dolomies interstratifiées, est partout de même épaisseur, et sans doute de même âge (Kimméridgien à Berriasien).
- Les variations d'épaisseur et de faciès ont donc lieu essentiellement entre l'Aalénien et le Bajocien supérieur ; en direction de Rorebel, les séries sont nettement réduites. Les dépôts plus uniformes au Bathonien-Callovien, rappellent à partir du Callovien moyen, ceux de la bordure S du Barrot.

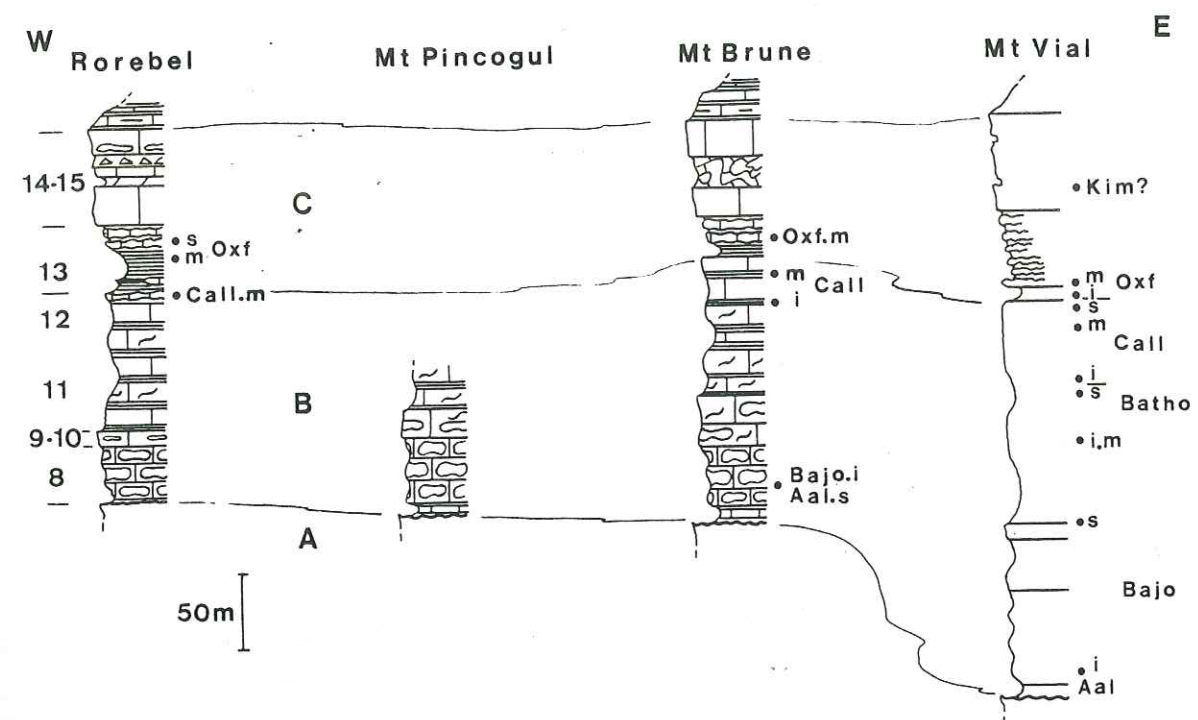


Fig.73 - Le Jurassique moyen et supérieur à l'W du Mt-Vial (A corniche liasique, B barre du Dogger, C terres noires et corniche terminale)

L'ensemble de la chaîne du Mt-Vial : ébauche des structures jurassiques et tectonique liasique

- L'extrémité W de la chaîne apparaîtrait comme une aire peu subsidente, avec un arrêt de sédimentation important au Lias. Au Mt-Brune, le sommet de la corniche liasique offre des conditions d'observation très favorables. Le toit des dolomies est occupé par une croûte ferrugineuse de 1 à 5 cm conservée dans des dépressions recoupant parfois plusieurs bancs (ravinement), par des calcaires jaunâtres à laminations stromatolithiques ou à oncolithes de 0,5 à 5 cm, ou par un "nougat" épais de 30 à 40 cm à oncolithes entassés comparable à celui du Ciavalet à Auron. Un réseau de fentes, en partie remplies par le dépôt ferrugineux, évoque une dissolution karstique. La région de Rorebel a donc été émergée au Lias moyen-supérieur; sur cette ride, la tendance positive existe déjà à l'Hettangien (brèche de dessiccation, dolomies plus grossières), au Sinémurien (disparition des gryphées, conglomérat...) et persiste au Bajocien supérieur (série réduite). Elle est moins prononcée à partir du Bathonien-Callovien.
- L'extrémité E de la chaîne, avec des séries épaisses et des accumulations de brèches se comporte plutôt comme un sillon. A Bonson, l'affaissement du substratum est important mais non continu. Il se stabilise au Domérien-Toarcién (?) (stromatolithes), se ralentit au Bajocien supérieur et à l'Oxfordien inférieur (importante réduction d'épaisseur).

C'est donc un dispositif ride (à l'W)-sillon (à l'E), comparable

à celui de la bordure S du Barrot qui se met en place dès le Lias. La sédimentation y présente les mêmes discontinuités et un important épisode d'érosion à la limite Lias-Dogger : au Mt-Vial (Fig.74), la barre dolomitique du Lias moyen (5 et 6) diminue progressivement d'épaisseur d'E en W sur une distance de 300 m environ. Les calcaires à gryphées, normalement séparés des calcaires roux à chailles (8) par une vingtaine de m de dolomies en ce point du bassin, n'en sont plus distants que par 5 à 6 m de dolomies dont le toit n'est pas ferruginisé. Brutalement, quelques dizaines de m plus à l'W, la série liasique correspond à la coupe type. Les calcaires roux à chailles scellent l'ensemble suivant un contact pratiquement plan. Des déformations synsédimentaires et une érosion, postérieures au Carixien (?) et antérieures à l'Aalénien-Bajocien, pourraient être à l'origine du dispositif.

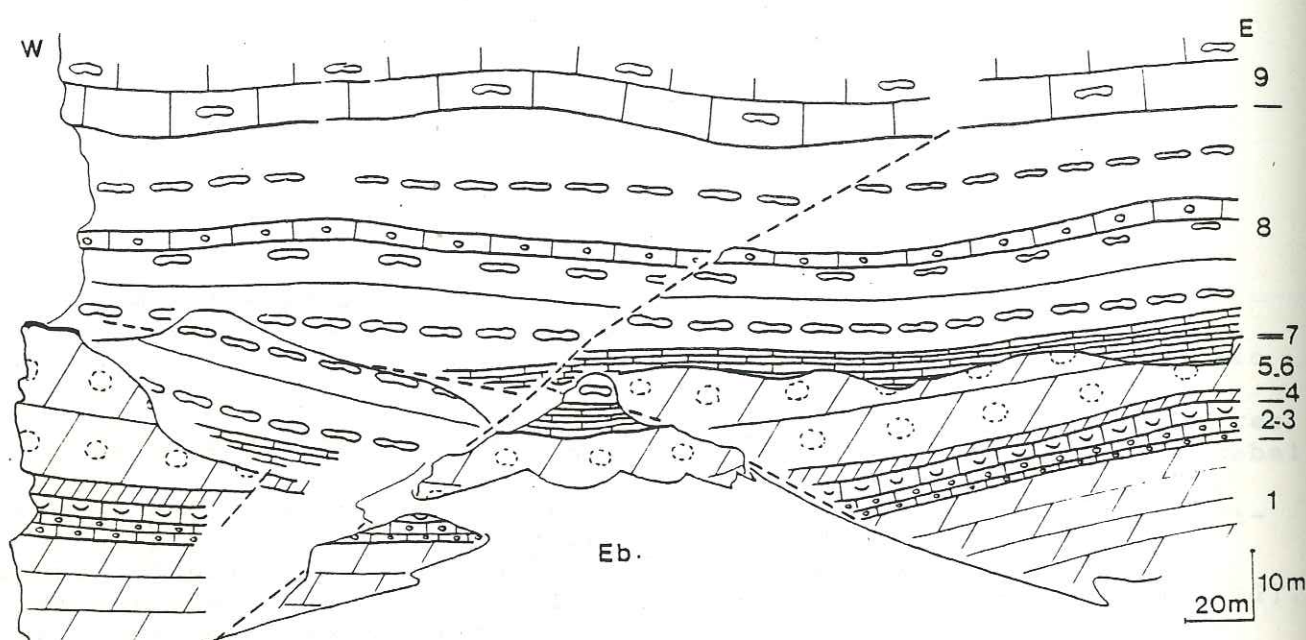


Fig.74 - Indices d'une érosion synsédimentaire entre Lias-Dogger au Mt-Vial (Les failles sont post-jurassiques)

b) Le Mt-Gourdan et Mt-Roccaforte

L'anticlinal déversé du Mt-Gourdan et la série verticale du Mt Roccaforte sont séparés par un décrochement ; la tectonique est responsable de l'écrasement des séries jurassiques formant le cœur de l'anticlinal et de l'étirement des assises situées entre un Jurassique supérieur rigide et un Crétacé inférieur plus souple (B. BIJU-DUVAL 1957). Dans cette région, où le Jurassique est peu étudié, les séries se singularisent au Crétacé inférieur par des faciès nettement plus néritiques contrastant avec les faciès profonds des séries avoisinantes (P. COTILLON 1971).

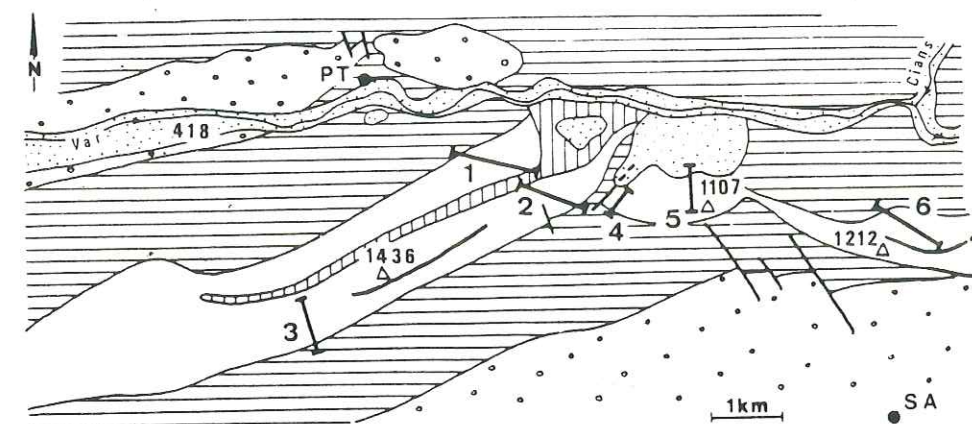


Fig.75 - Situation géologique et localisation des profils au Mt-Gourdan et au Mt-Roccaforte (carte géol. 1/80000 Nice Pont-St-Louis modifiée). (1 et 2 route de Puget-Théniers au col St-Raphaël, 3 Mt-Gourdan, 4 et 5 Mt-Roccaforte, 6 Rorebel - PT Puget-Théniers, SA Saint-Antonin)

Le Mt-Gourdan

(La coupe est reconstituée à partir d'observations sur les deux flancs du pli, au-dessus des dolomies, marnes ocres ou gris-verdâtre, calcaires feuilletés et marnes noires, et calcaires roux du Rhétien, affleurant à la charnière de l'anticlinal).

- Corniche liasique (Fig.76)

- 1 - Dolomies en gros bancs (20 à 30 m), à grains fins et à laminites. Quelques m de calcaires gris-roux à gros grains à la base, dolomies saccharoïdes au sommet.
- 2 - Dolomies et calcaires dolomitiques en bancs minces (5 à 10 m), petits lamellibranches dans les interbancs marneux de la base.
- 3 - Dolomies massives (env. 10 m), saccharoïdes puis dolomies fines à laminites dont le toit est ondulé (raviné ?). Avec des horizons graveleux à la base (comme à Daluis et Léouvé au N), des dolomies à gros grains (comme à Rorebel à l'E) et des faciès à laminites fréquents jusqu'au sommet, la série représente vraisemblablement l'Hettangien. Les lamellibranches (2) seraient des petites gryphées hettangiennes (comparables aux formes de la cime du Pra, décrites par A. FAURE-MURET 1955).

- Barre du Dogger (Fig.76)

- 4.a-Calcaires gris vert (2 m)
- b-Marnes noires feuilletées et calcaires dolomitiques gris-jaunâtre (4 à 5 m).
- 5.a-Calcaires dolomitiques à chailles (30 à 40 m), en gros bancs gris-roux à surfaces mamelonnées, séparés par des marnes feuilletées. Près de la base, horizon argileux, glauconieux (0,2 à 0,3 m) à rognons calcaires et faunes (*Graphoceras* sp., *Haplopleuroceras* sp., *Sonninia* sp. et bélemnites).

b-Calcaires bioclastiques gris-roux à débit rognoneux (5 m), à lamellibranches, bélemnites et ammonites (*Garantiana* sp., *Parkinsonia* sp. et *Lytoceras* sp.). Au toit, calcaires glauconieux à bélemnites (0,10 m).

- 6.a-Calcaires à grains fins et marnes feuilletées (50 à 60 m ?), de patine gris-jaunâtre, à cancellophycus, posidonomyes et ammonites (*Procerites* sp., *Grossouvria* sp., *Hecticoceras* sp., *Reineckeia* sp. et *Phylloceras* sp.).
- b-Calcaires et marnes feuilletées plus développées (30 m ?), presque entièrement colonisés par la végétation ou tectonisés. *Phylloceras* sp. et *Hecticoceras* sp.

Seule la partie inférieure de la coupe peut être interprétée avec certitude : 4 et 5a représentent l'Aalénien-Bajocien inférieur, 5b le Bajocien moyen et supérieur, 6a le Bathonien-Callovien moyen. Les différents faciès ont donc le même âge qu'à Daluis ou Léouvé. 6b représenterait le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (équivalent des terres noires ?) sans qu'il soit possible d'établir une chronostratigraphie précise.

- Corniche terminale (Fig.77)

- 7 - Calcaires grumeleux à surfaces de bancs "brèchiques" et calcaires rognoneux (20 m) ; chailles et intercalations de calcaires graveleux, protoglobigérines et rares ammonites (*Sowerbyceras tortisulcatum*, *Taramelliceras* sp. périssphinctidés).
- 8 - Calcaires bioclastiques en barres massives et dolomies saccharoïdes (100 à 150 m) ; chailles à la base et au sommet, dolomitisation plutôt localisée dans la partie supérieure de la série qui se termine par des calcaires blancs à birdseyes. Le toit du dernier banc est recouvert de galets (5 mm à 10 cm) de calcaires blancs enrobés dans les calcaires et marno-calcaires gris-jaune du Crétacé inférieur.

. Le Mt-Roccaforte

Les assises du Lias-Dogger n'affleurent pas sur le versant N couvert d'éboulis et de végétation. La série observable débute par des calcaires à chailles équivalents de la base des niveaux (8) du Mt-Gourdan. Effectuant une coupe N-S qui recoupe la falaise de Roccaforte, la succession est comparable en faciès et épaisseurs à celle du Mt-Gourdan.

- . Comparaison avec les séries de la bordure S du Barrot et de la chaîne du Mt-Vial
- Les assises du Lias-Dogger ont mêmes épaisseurs, faciès et âges, et les discontinuités ont lieu aux mêmes moments (Fig.76) :
- . Série liasique réduite à l'Hettangien (?)
 - . Reprise des dépôts à l'Aalénien
 - . Faciès plus néritiques, dépôts réduits et glauconieux au Bajocien moyen-supérieur.
- Durant toute cette période, ces différentes séries se sont donc élaborées dans la même aire de dépôt : la ride de Léouvé-Daluis.

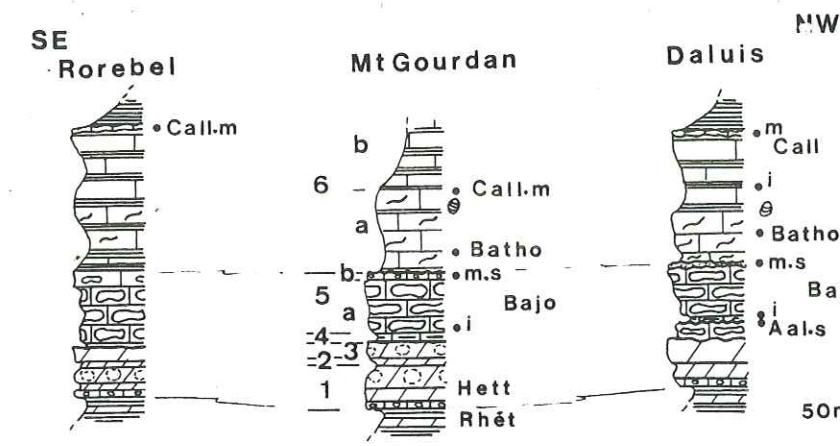


Fig.76 - Identité entre les séries du Lias-Dogger, dans les différentes unités structurales près de Puget-Théniers

- Les séries du Jurassique supérieur sont de deux types (Fig.77) :

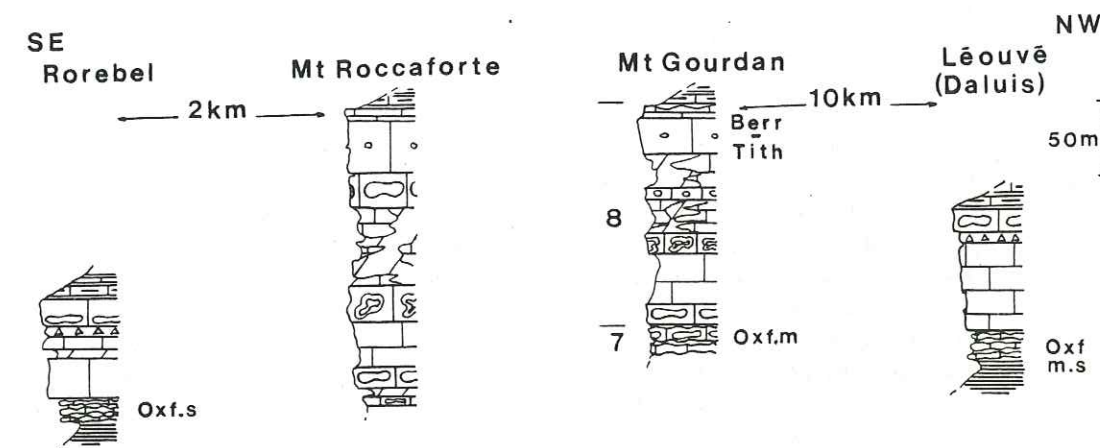


Fig.77 - Opposition entre deux types de séries au Jurassique supérieur, dans les différentes unités structurales près de Puget-Théniers

- . Épaisses, calcaires et dolomitiques, riches en débris d'organismes (Mt-Roccaforte et Mt-Gourdan).
- . Réduites, plutôt calcaires, avec des brèches de resédimentation (Rorebel, Léouvé et Daluis).

Il faut donc envisager un dispositif sédimentaire différent de celui du Lias-Dogger, avec une zone haute plus méridionale ? Vers le N, ces deux types de sédimentation sont distants de 8 à 10 km et des faciès intermédiaires doivent exister sous le synclinal de Puget-Théniers ; vers le NE, c'est sans transition que les séries de Rorebel et du Mt-Roccaforte sont juxtaposées. Le dispositif paléogéographique mis en place au Jurassique a dû être modifié par la suite.

c) Principaux résultatsLa stratigraphie résumée

- . Corniche liasique : Hettangien-Carixien (?) (E du Mt-Vial), Hettangien (W et Mt-Gourdan).
- . Surface encroûtée : Lias moyen-supérieur (Domérien et Toarcien ?) (E du Mt-Vial), tous les dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien (W et Mt-Gourdan).
- . Barre du Dogger : Aalénien à Callovien moyen avec discontinuité au Bajocien supérieur (W du Mt-Vial et Mt-Gourdan), ou à Callovien supérieur (E du Mt-Vial).
- . Terres noires : Callovien supérieur (W du Mt-Vial) ou Oxfordien inférieur (E du Mt-Vial), à Oxfordien moyen partout. Le sommet de l'Oxfordien inférieur et de la base de l'Oxfordien moyen n'ont pas été caractérisés paléontologiquement.
- . Corniche terminale : Oxfordien moyen-supérieur à Tithonique-Berriasien, ou Crétacé inférieur (?) à l'E.

Les types de formations

- . Formations sans variation de faciès importante et d'épaisseur constante (barre hettangienne) ou variable (dépôts du Bajocien et du Bathonien-Callovien).
- . Formations variant d'épaisseur et de faciès (dépôts liasiques postérieurs à l'Hettangien, sédiments du Bajocien supérieur, corniche du Jurassique terminal).
- . Formations réduites présentant des discontinuités (?) (Terres noires).

Les événements importants dans la sédimentation

- . Un dispositif ride (à l'W)-sillon (à l'E) apparaît à l'Hettangien-Sinemurien. La ride émerge au cours d'un arrêt généralisé des dépôts au Lias moyen-supérieur.
- . Le dispositif, encore actif au Bajocien supérieur, disparaît progressivement au Dogger, est ennoyé par les terres noires oxfordiennes.
- . Les dépôts néritiques du Mt-Gourdan et les faciès construits du Chaudan témoignent d'une tendance régressive des milieux au Jurassique terminal.

d) Interprétation des séries du Mt-Vial et du Mt-GourdanLe bassin se différencie au Lias

- . Dès l'Hettangien, des sédiments plus grossiers se déposent à l'W (Rorebel) où les indices d'émersion (brèches de dessiccation) et de faible profondeur (laminites) sont fréquents.
- . La structure du bassin se précise au Sinémurien (dolomies et conglomérats à Rorebel, calcaires à gryphées et ammonites à Bonson), évoquant un dispositif ride (à l'W)-sillon (à l'E) qui s'accroît au Lias moyen (arrêt de sédimentation et érosion à l'W, dépôts épais à gryphées et crinoïdes à l'E).
- . Le comblement du sillon se traduit par le développement d'une croûte stromatolithique au Lias moyen-supérieur, la ride émergeant au même moment près de Rorebel.
- . Des déformations, postérieures à l'établissement de la surface encroûtée au toit du Lias moyen, sont scellées par les sédiments aaléniens. Un épisode tectonique entre Lias et Dogger, peut être envisagé.

Le dispositif ride-sillon persiste, puis s'atténue au Dogger

- . Malgré l'uniformité des faciès à l'Aalénien-Bajocien, les séries sont nettement plus épaisses dans le sillon (Bonson).
- . L'opposition entre les deux parties du bassin s'accroît au Bajocien supérieur :
 - Sur la ride, les dépôts sont réduits (Rorebel), glauconieux et de faciès plus néritique (Mt-Gourdan), en bordure d'un haut-fond situé à Daluis à la même époque.
 - Dans le sillon du Mt-Vial, l'enfoncement persiste mais l'environnement de dépôt change : plutôt ouvert et sans doute assez calme (ammonites, spongiaires) à l'Aalénien-Bajocien, l'environnement est nettement plus restreint ou plus agité (dolomies, oncolithes, brachiopodes) au Bajocien supérieur. Le développement de ces faciès est maximum au Mt-d'Arpasse où ils pourraient être plus précoces et persisteraient au Bathonien (Fig.69).
- . Le Bajocien supérieur, comme dans la région du Barrot, peut donc être considéré comme une période de trouble dans la sédimentation.
- . Les dépôts s'uniformisent à nouveau au Bathonien-Callovien, dans un milieu partout franchement ouvert (cancellophycus, filaments, ammonites). Le sillon est réactivé (série épaisse du Chaudan), et sur la ride l'enfoncement du substratum se stabilise au Callovien moyen, comme en bordure S du Barrot.

Le dispositif sédimentaire est modifié au Jurassique supérieur

- . Le dispositif ride-sillon est ennoyé sous l'apport détritique (terres noires), dont le dépôt semble interrompu dès la base de l'Oxfordien inférieur (plus tôt qu'en bordure S du Barrot). L'arrêt de sédimentation, matérialisé par une croûte ferrugineuse à Rorebel, n'est marqué par aucune manifestation particulière ailleurs.
- . La reprise des dépôts est générale à l'Oxfordien moyen ; les sédiments s'accumulent à l'Oxfordien moyen-supérieur sur l'emplacement du sillon liasique. Comme à Pierlas au même moment ces accumulations pourraient résulter de résédimentations (conglomérat du Mt-d'Arpasse, faciès grumeleux "brêchique", brèches interstratifiées du Chaudan).
- . Les faciès néritiques et dolomies intercalés au sein des calcaires à calpionelles (Mt-Gourdan), et les calcaires construits du Jurassique terminal (Chaudan), témoignent de la proximité de domaines sédimentaires moins profonds au S et à l'E. Entre ces deux "îlots néritiques", la sédimentation est de type bassin, comme en bordure S du Barrot. Le dispositif sédimentaire s'est donc sensiblement modifié au Jurassique supérieur.

e) Conclusions

Au Lias-Dogger, la sédimentation, dans cette partie du bassin, est comparable à celle du Barrot. La ride de Léouvé-Daluis peut être élargie en direction du Mt-Gourdan et de l'extrémité occidentale de la chaîne du Mt-Vial, la partie orientale de la chaîne prolongeant le bassin du Barrot.

L'opposition entre ces structures moins sensible après le Callovien, n'est plus ressentie après l'Oxfordien, et un nouveau dispositif sédimentaire s'organise au Jurassique terminal.

2) AU SUD DU SYNCLINAL DE SAINT-ANTONIN : LES SERIES JURASSIQUES DES ENVIRONS DE ROQUESTERON

Situés entre un domaine alpin au N et un domaine provençal au S (séries de faciès mixtes pour A. LANQUINE 1929, faciès de transition pour L. BERTRAND 1943), les terrains jurassiques de l'Estéron ont été souvent étudiés ou cités (J. GOGUEL 1936, F. BOUVIER-d'YVOIRE 1953, N. CRAMPON 1959, A. COLLEAU 1971, C. TEMPIER 1972...). Les observations les plus récentes ont été réunies par C. MONTENAT et son équipe lors du lever de la carte géologique au 1/50000 de Roquestéron éditée en 1980.

Les falaises jurassiques de la vallée de l'Estéron et de la bordure S du synclinal de St-Antonin, forment l'ossature de chaînons orientés E-W, faillés, plissés, chevauchant vers le S. Le contact Trias-Jurassique affleure rarement et la série est parfois réduite au seul Jurassique supérieur dans la plupart des structures.

D'un point de vue morphologique, la série est formée de deux unités :

- Une barre calcaire surmontée d'un talus marno-calcaire (Lias-Dogger, ou Dogger seul), souvent laminé.
- Une falaise massive (Jurassique supérieur), presque toujours complète malgré la tectonique.

Entre ces deux unités, les terres noires extrêmement réduites ont été rattachées à l'unité inférieure.

a) De la clue d'Aiglun à la Harpille (Montagne de Charamel)

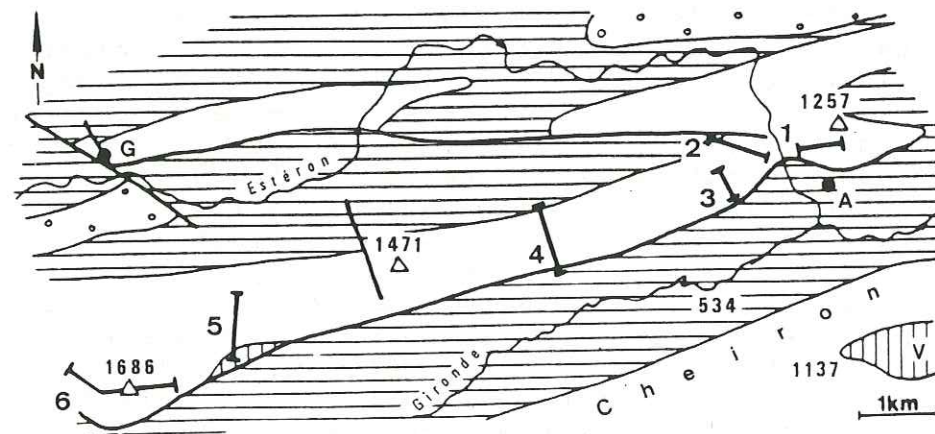


Fig. 78 - Situation géologique et localisation des profils près d'Aiglun (vallée de l'Estéron) (1 à 3 clue d'Aiglun, 4 Charamel, 5-6 la Harpille - A Aiglun, G Gars, V Végay).

La clue d'Aiglun

Barre et talus du Lias-Dogger (Fig. 79)

(Lever banc par banc sur 200 m d'épaisseur, du contact de chevauchement au pied des falaises de la clue, en collaboration avec H. GAUTHIER de l'équipe de C. MONTENAT (IGAL, Paris) et D. MARCHAND (Inst. Sc. de la Terre, Dijon).

- 1.a-Dolomies roussâtres à rares chailles (5 à 10 m), en bancs minces séparés par des interbancs marneux et dolomitiques noirs.
- b-Calcaires dolomitiques gris-roux à chailles (15 m) terminés par des marnes violacées enrobant des rognons de calcaires glauconieux et des brachiopodes (*Acanthothyris spinosa* (Schl.))
- c-Calcaires gris, à chailles (10 à 15 m) en bancs plus massifs. Micrite à grains fins, entroques et foraminifères benthiques. *Stephanoceras* cf. *humphriesianum* (Sow.) à la base.

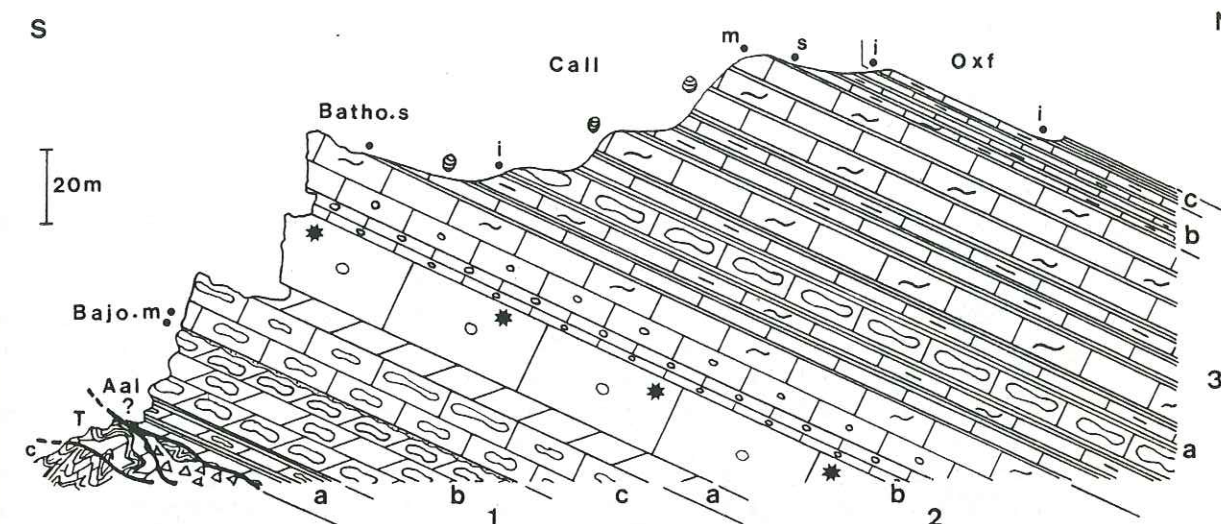


Fig. 79 - La barre et le talus du Dogger à la clue d'Aiglun

- 2.a-Dolomies à patine sombre (env. 10 m)
- b-Calcaires gris clair très massifs (falaise de 40 m). A la base, micrite à spicules de spongiaires, à la partie médiane accumulation de lamellibranches, polypiers rameux et *Trocholina* sp. dans une micrite graveleuse dont les vides sont comblés par de la sparite. Les derniers bancs, progressivement plus argileux, renferment de rares microfilaments et ammonites (*Homoeoplanulites* (*Homoeoplanulites*) *homoeomorphus* (Buck.)).

La barre (1 et 2) représente le Bajocien-Bathonien (1c est daté du Bajocien moyen, 2b du Bathonien supérieur au sommet). 1a et 1b, par leur faciès, rappellent l'Aalénien ou le Bajocien du Mt-Vial, ce qui est confirmé par les brachiopodes au sommet de 1b. La disparition des accidents siliceux, comme en de nombreux points du bassin, marquerait la limite Bajocien-Bathonien.

- 3.a-Calcaires et calcaires argileux en gros bancs (talus de 60 à 80 m), à grains fins (micrite à microfilaments), à chailles, cancellophycus, posidonomyes et ammonites : *Macrocephalites* (*Dolikephalites*) *gracilis* (Spath), *Indosphinctes* gr. *funatus* (Opp.), *Hecticoceras* (*Brighia*) gr. *svevum* (Bonar.) *Reineckeia* (*Kellawaysites* ?)

cf. *muticostatus* (Petit-Clerc), *Erymnocerites minuendum* (Rollier).

b-Calcaires en bancs minces et calcaires argileux feuilletés (replat d'env. 10 m), à cancellophycus, pistes de vers (?), microfilaments et glauconie au sommet. *Peltoceras* cf. *hirsutum* (Bayle), *Quenstedtoceras* (*Lamberticeras*) *lamberti* (Sow.), *Q. paucicostatum* (Lange).

c-Marnes noires (dépression de 3 à 4 m), à débit feuilleté. *Peltoceratoïdes* sp. et *Hecticoceras* sp., à la base *Q. paucicostatum* (Lange).

Le talus (3) est attribué au Callovien et à l'Oxfordien inférieur. 3a est daté du Callovien inférieur et moyen (zones à *Gracilis* et *Coronatum*), 3b du Callovien moyen-supérieur (zones à *Athleta* ? et *Lamberti*). L'Oxfordien inférieur qui débute au sommet de 3b et persiste dans 3c, n'est représenté que par la base de la zone à *Mariae* (sous-zone à *Scarburgense*).

Falaise du Jurassique supérieur (Fig.80-81)

4.a-Calcaires rognoneux (0,2 m), conglomératiques et glauconieux. Protoglobigérines et quelques fragments d'ammonites (*Peltoceratoïdes* sp.).

b-Marnes blanchâtres et calcaires rognoneux en bancs minces (3 à 4 m) très fossilifères : *Christolia nux* (d'Orb.), *Taramelliceras callicerum* (Opp.), *Cardioceras* gr. *schellwieni* (Boden) et divers périsphinctidés et phylloceraticidés.

c-Calcaires et marno-calcaires (30 à 40 m), en bancs épais à surfaces "brèchiques". Micrites grumeleuses, bioturbées (terriers ouverts remplis de sparite), spicules de spongiaires, grains micritiques, protoglobigérines et ammonites : *Ochetoceras canaliculatum* (Opp), *Cardioceras tenuiserratum* (Opp), *Sowerbyceras tortisulcatum* et périsphinctidés.

d-Calcaires lités (10 à 20 m), plissotés et coincés sous la falaise au fond de la clue d'Aiglun. La déformation des bancs est d'origine tectonique, la falaise recouvrant par endroits directement les calcaires grumeleux fossilifères de l'Oxfordien ou les calcaires à cancellophycus du Dogger.

5 - Falaise de la clue d'Aiglun (lever de reconnaissance au versant droit de la clue, assisté de P.F. BULARD, Université de Nice).

a-Calcaires lités en gros bancs (120 à 130 m), à chailles petites et assez rares près de la base. Au milieu de cette unité, dolomies jaunâtres à cassure fine se signalant dans la falaise par des cavernes et des buissons disposés suivant la stratification.

b-Calcaires à chailles en bancs massifs (70 m).

c-Calcaires bioclastiques (50 m) en grosses barres stratifiées. Cassure fine d'un blanc laiteux ; gastropodes, lamellibranches, algues et petits polypiers à la base ; dolomitisation discrète et chailles stratiformes à la partie supérieure. Les derniers bancs sont progressivement plus argileux vers le haut de la série, mais aussi

latéralement. Le faciès marno-calcaire gris-jaunâtre du Crétacé inférieur ne présente donc pas une base conforme à la stratification d'ensemble.

La base de la falaise (4) est datée de l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Plicatilis* en 4a et 4b, zone à *Transversarium* en 4c). Entre les terres noires (3c) et le conglomérat (4a), une partie de l'Oxfordien inférieur et de l'Oxfordien moyen n'a pu être caractérisée paléontologiquement. 4d et 5 doivent représenter l'Oxfordien moyen-supérieur, le Kimméridgien tithonique et la base du Berriasien (d'après la carte géologique de Roquestéron au 1/50000).

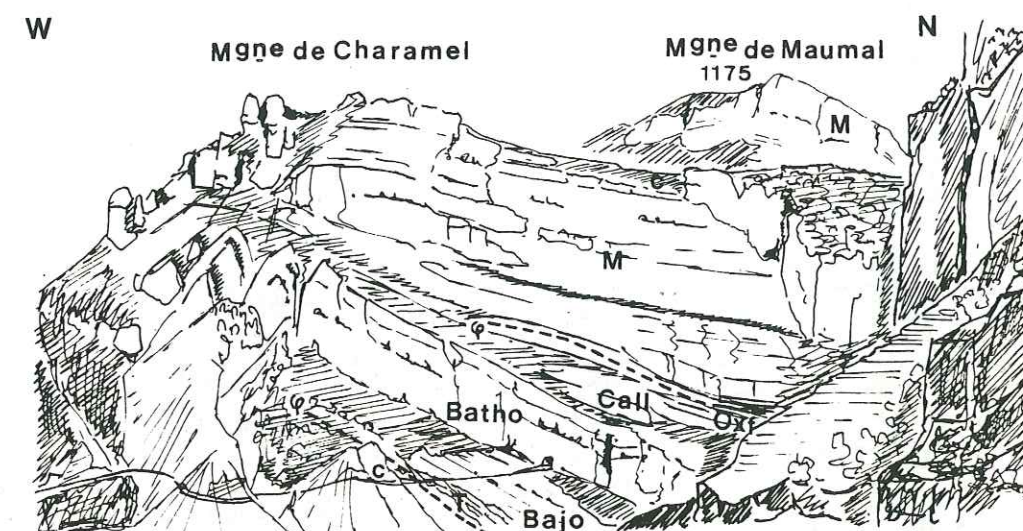


Fig.80 - Morphologie des terrains jurassiques à la clue d'Aiglun

Les autres profils (Fig.81)

La série est très incomplète à la base

- A la Mtgne de Charamel, de bas en haut :

- . Dolomies massives (1a) à gros grains (comparables à celles de l'Hettangien de Rorebel), se terminant par des dolomies rousses en bancs minces et des brèches dolomitiques.

- . Calcaires dolomitiques roux (1b) à chailles (Aalénien-Bajocien ?), débutant par 3 à 4 m de marno-calcaires à miches de calcaires dolomitiques (comme au Mt-Vial et au Mt-Gourdan).

- A la Harpille :

- . Dolomies gris-jaunâtre à grains fins (1a), en gros bancs à débit en parallélipèdes séparés par des marnes (faciès rappelant celui des dolomies rhétiennes du Mt-Vial). Les surfaces de bancs sont fréquemment brèchiques (comme dans les dolomies hettangiennes de Rorebel).

- . Dolomies rousses (2 m), très graveleuses (conglomératiques ?), à la base des calcaires dolomitiques roux à

chailles (1b) ; près de St-Auban, quelques km à l'W, la base de ces niveaux est datée du Toarcien supérieur (Aalénien pour F. BOUVIER d'YVOIRE 1953). Les dépôts du Rhétien (ou de l'Hettangien) sont vraisemblablement recouverts par les sédiments de l'Aalénien-Bajocien, confirmant les observations de A. LANQUINE (1929).

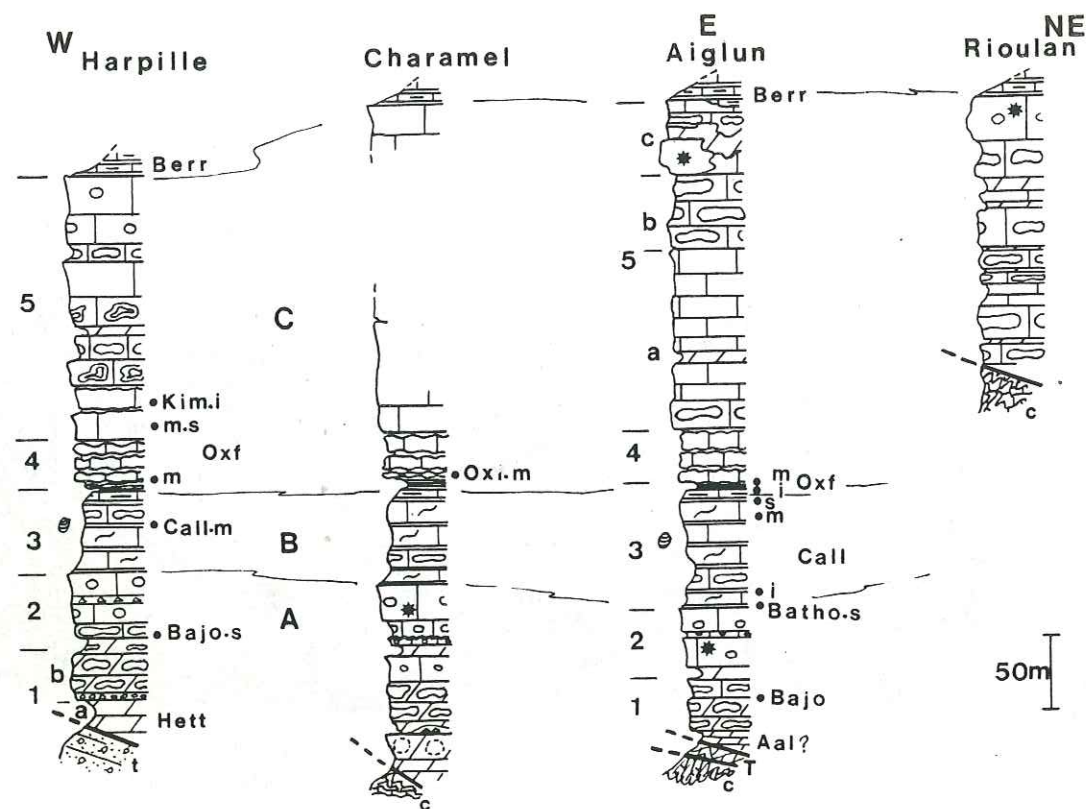


Fig.81 - La série jurassique reconstituée entre Aiglun et la Harpille, et dans les gorges du Rioul (A barre, B talus du Dogger, C falaise du Jurassique supérieur)

Les dépôts bathoniens sont de faciès néritique

- Aux calcaires à polypiers d'Aiglun, correspondent à la Mtgne de Charamel des calcaires à oncolithes, brachiopodes et encrinures, débutant par un niveau ferruginisé et encroûté d'oncolithes violacées (2).

- A la Harpille, une brèche s'intercale dans les calcaires bioclastiques de même âge (2).

Un changement de sédimentation a donc lieu au Bathonien : les dépôts, sans doute discontinus, sont élaborés en eaux moins profondes et les ammonites disparaissent.

Succédant à ces deux épisodes particuliers (Lias et Bathonien), les sédiments ont partout le même faciès au même moment. Au Bajocien (1b) et surtout au Callovien (3) à l'Oxfordien (4), le milieu de dépôt est nettement plus ouvert (retour massif des ammonites dès le Bathonien supérieur à Aiglun). Au Jurassique terminal (5), des dépôts de milieu peu profond se développent

à nouveau (algues, oncolithes, organismes benthiques, rares dolomies) ; les calpionelles ont cependant été rencontrées à la partie supérieure de ces séries ou de séries voisines (F. BOUVIER d'YVOIRE 1953, A. COLLEAU 1971...).

Les mêmes conditions de dépôt se succèdent donc à la même époque entre Aiglun et la Harpille. La plupart des faciès s'apparente étroitement à ceux des séries voisines : série de type Mt-Vial et Mt-Gourdan (au Bajocien, au Callovo-Oxfordien), de type Mt-Gourdan et Roccaforte (au Jurassique terminal). Ces divers régions appartiennent donc, au même moment, à un même domaine de dépôt sauf au Lias et au Bathonien où il n'y a plus aucune affinité entre ces diverses séries.

b) Les gorges du Rioul et le Mt-Long (région de Roquestéron et Sigale)

Le chaînon jurassique du Mt-Long forme l'ossature du flanc S du synclinal de St-Antonin. Il chevauche vers le S et la partie inférieure de la série est disloquée ; d'après A. COLLEAU (1971), les assises du Jurassique moyen y présentent des faciès et épaisseurs comparables à ceux d'Aiglun.

La falaise du Jurassique supérieur, dans les gorges du Rioul à l'extrémité W du chaînon, offre aussi une coupe semblable à celle d'Aiglun : accidents siliceux fréquents au sein de calcaires bioclastiques, dolomitisation discrète, polypiers algues et brachiopodes dans les calcaires micritiques clairs de la partie supérieure (Fig.81).

c) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Barre et talus du Lias-Dogger :
 - . Barre : Lias absent (ou représenté par l'Hettangien ?).
 - . Aalénien (ou Toarcien supérieur) à Bathonien supérieur, avec changement de sédimentation au Bathonien.
 - . Talus : Bathonien supérieur à Oxfordien inférieur (base de la zone à Mariae) représenté par des terres noires réduites.
- Falaise du Jurassique supérieur : Oxfordien moyen (sommet de la zone à Plicatilis) à Berriasien inférieur (d'après A. COLLEAU, F. BOUVIER d'YVOIRE et la carte géol. Roquestéron 1/50000 1980).

Les types de formations

- Formations présentant des variations de faciès (corniche bathonienne, falaise du Jurassique terminal).
- Formations de faciès uniforme (Barre bajocienne, talus callovien, dépôts grumeleux de l'Oxfordien moyen).
- Formations réduites et présentant des discontinuités (dépôts liasiques, terres noires).

Les événements importants dans la sédimentation

- Les dépôts du Lias n'étant pas conservés, les séries du Dogger apparaissent "transgressives".
- Intrusion de faciès néritiques au Bathonien.
- Réduction prononcée des séries au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur.
- Nouveau développement de faciès néritiques au Jurassique terminal.

d) Interprétation des séries de RoquestéronAbsence ou réduction des dépôts liasiques, "transgression" au Dogger

- Les sédiments liasiques, s'ils existent, sont réduits et représentés par des dolomies gris-jaunâtre en gros bancs se débitant en parallélipipèdes et séparés par des marnes peu épaisses. Au Rhétien, le même faciès s'intercale dans des séries renfermant des lignites (proximité de terres émergées) ou des calcaires à *Avicula contorta* (milieu nettement marin). Les séries liasiques de Roquestéron, élaborées dans un environnement sans doute assez comparable, appartiendraient alors à un domaine de dépôt distinct de celui du Barrot. Ce domaine, aux eaux confinées, temporairement envahi par la mer, s'établit dès le Rhétien et persiste durant une partie de l'Hettangien. Bordé au S par un domaine en partie émergé, il est séparé du bassin du Barrot aux dépôts marins par la ride de Léouvé-Daluis émergeant près de Rorebel.
- Les milieux sont plus franchement marins à l'Aalénien-Bajocien. Les sédiments liasiques sont érodés (conglomérat et brèches fossilisant un substratum de faciès rhétien ou hettangien) ; l'ouverture sur le large océanique est peu prononcée jusqu'au Bajocien moyen (dolomies, rareté des ammonites), et l'affaissement du substratum modeste. Au Bajocien supérieur, une dolomitisation plus importante traduit l'isolement de ce domaine au S de la ride de Daluis et du Mt-Gourdan.
- Depuis le Lias jusqu'au Bajocien supérieur, les eaux franchement marines sont, semble-t-il, localisées au N et à l'E de cette région, au-delà de la ride de Léouvé-Daluis-Mt Gourdan. Le dispositif sédimentaire n'est donc pas modifié, malgré la "transgression" du Dogger (les calcaires roux à chailles recouvrent des sédiments carixiens à Bonson, sinémuriens à Ascros, hettangiens à Rorebel, rhétiens ou hettangiens vers Roquestéron).

Dépôts de faciès néritique au Bathonien

- Polypiers, oncolithes, brachiopodes, lamellibranches et crinoïdes se développent au Bathonien dans un milieu marin ouvert (spongiaires, absence de dolomies), aux eaux calmes (filaments sédiments boueux) ou plus agitées (dépôts granulaires à ciment sparitique, ferruginisation et accumulation d'oncolithes sous l'action de courants ?). Il n'y a pas d'apport détritique et le milieu est peu favorable à la vie des ammonites.
- A l'E, au centre du sillon du Mt-Vial (entre Bonson et la Roquette-s-Var) des conditions de sédimentation comparables existent à ce moment.
- Au N, des dépôts argilo-calcaires à ammonites ennoient la ride de Daluis et du Mt-Gourdan.
- La région de Roquestéron, à l'abri de cette ride jusqu'au Bajocien, est située au Bathonien entre deux domaines de sédimentation : argilo-calcaire à faune pélagique au N, carbonatée à faune benthique au S. Le dispositif sédimentaire est sensiblement modifié au Bathonien.

Subsidence différentielle au Callovien, uniforme à l'Oxfordien

- L'enfoncement du substratum, continu et important vers Roquestéron, ne se ralentit pas au Callovien moyen comme en bordure S du Barrot, à l'extrémité W de la chaîne du Mt-Vial, à Pierlas, Rimplas et St-Martin-Vésubie. Au S de ces régions apparaît donc au Callovien moyen une aire subsidente aux dépôts argilo-calcaires, favorable à la vie des ammonites.
- La réduction des dépôts est prononcée au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur. D'après les faunes, la sédimentation s'interromperait dès la zone à Mariae, la reprise des dépôts à l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à Plicatilis) étant marquée par le développement des spongiaires. La région de Roquestéron appartient durant toute cette période au même domaine de dépôt que la chaîne du Mt-Vial.

Nouveau développement des faciès néritiques au Jurassique terminal

- Les ammonites disparaissent ou sont rares après le Kimméridgien, dans des sédiments élaborés en eaux calmes et sans doute assez profondes (boues à calpionelles), ou en eaux moins profondes et plus agitées (sédiments à grains, poly-piers, oncolithes...) parfois confinées (dolomies).
- Ces deux types de sédimentation apparentent étroitement les séries de Roquestéron à celles des Mt-Gourdan et Roccaforte. L'extension des faciès néritiques vers le N est nettement plus importante qu'au Bathonien.

e) Conclusions

La paléogéographie de cette partie du bassin est peu modifiée du Lias au Bajocien supérieur : le dispositif ride-sillon orienté NW-SE dans la région du Barrot, est bordé au S (Roquestéron) par une aire de dépôt abritée.

Au Bathonien comme au Jurassique terminal, le dispositif sédimentaire est profondément modifié, s'organisant sous l'influence d'un domaine à sédimentation néritique (au S). Entre ces deux épisodes, l'évolution de la sédimentation est marquée par la proximité du bassin du Barrot (au N).

3) LE BASSIN JURASSIQUE DANS LES REGIONS DU MONT VIAL ET DE ROQUESTERON. CONCLUSIONSDifférenciation du bassin au Lias-Bajocien, avec des structures orientées NW-SE

- Mise en place d'un premier dispositif sédimentaire au Lias (Fig.82). Les épaisseurs font clairement apparaître une zone affaissée (sillon avec des dépôts fossilifères (gryphées, encrines). L'influence du large océanique est constante mais peu prononcée (quelques ammonites). Bordant ce sillon au SW, une structure haute (ride) où s'élaborent des séries nettement moins épaisses abrite un domaine aux dépôts azoïques. L'orientation générale est NW-SE. Les variations brutales

d'épaisseurs et de faciès entre la ride et le sillon pourraient être liées à une flexure évoluant localement en failles.

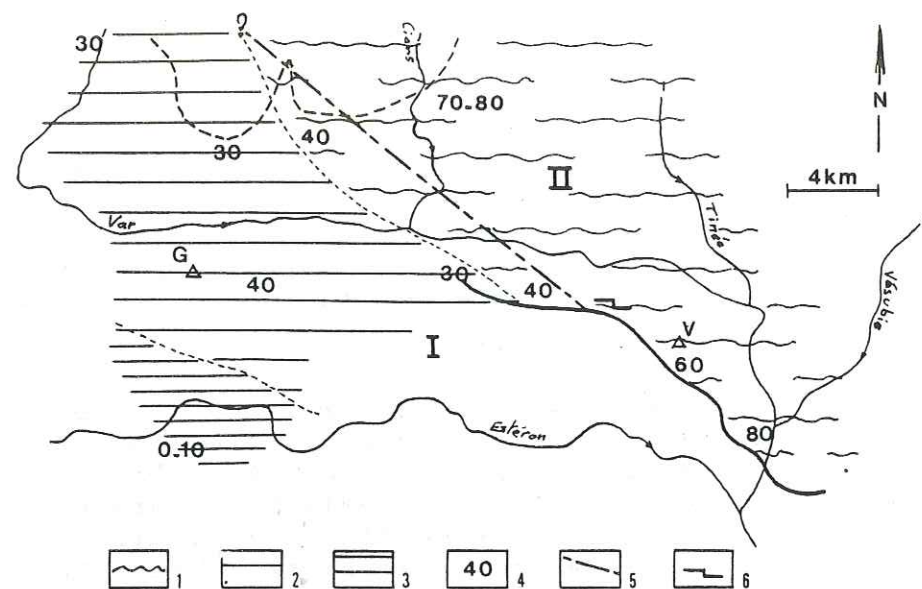


Fig.82 - Dispositif ride (I)-sillon (II) au Lias -
1 Séries fossilifères, épaisses et assez complètes,
2 Séries azoïques, réduites et très incomplètes, 3 Séries liasiques ? ou rhétiennes ? 4 Epaisseurs, 5 Failles probables, 6 Indices d'une érosion synsédimentaire - G Mt-Gourdan - V Mt-Vial.

. L'arrêt de sédimentation liasique (Fig.83).

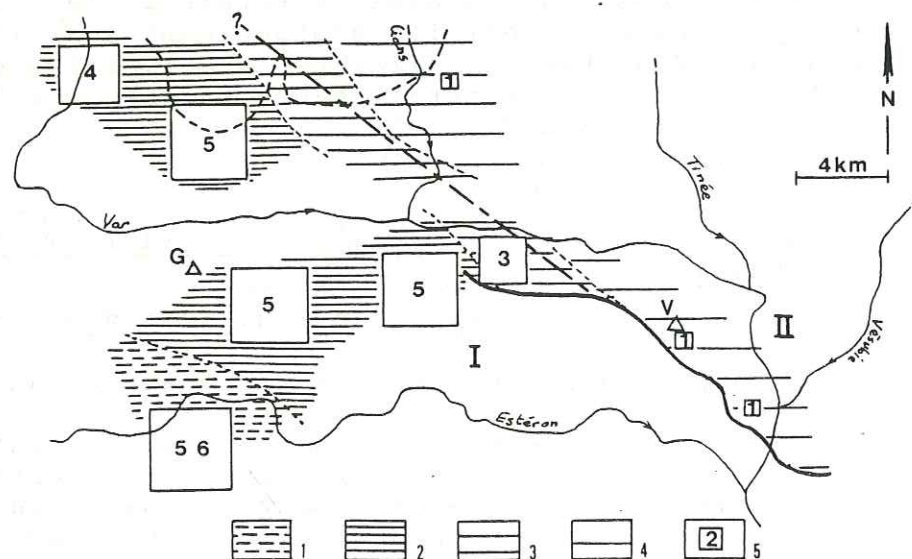


Fig.83 - Durée de l'arrêt de sédimentation liasique et substratum de la surface encroûtée. 1 Rhétien-Hettangien 2 Hettangien, 3 Sinémurien-Lotharingien, 4 Lias moyen, (Carixien ?), 5 Durée de l'arrêt de sédimentation en étages, I Ride de Léouvé-Daluis, II Sillon du Vial.

L'âge du substratum de la croûte stromatolithique et la durée de l'arrêt de sédimentation confirment le dispositif : au SW, aucun dépôt n'est conservé depuis le Rhétien, sur la ride seuls les sédiments hettangiens sont présents, les séries étant presque complètes dans le sillon. Comme en bordure S du Barrot, la durée de l'arrêt de sédimentation est progressivement plus longue en bordure du sillon du Mt-Vial. Le bassin du Barrot est donc prolongé en direction du SE par le sillon du Mt-Vial, la ride de Léouvé-Daluis se poursuivant vers le Mt-Gourdan et Rorebel.

. Le dispositif sédimentaire, ennoyé à l'Aalénien, est à nouveau actif au Bajocien et s'estompe au Bajocien supérieur (Fig.84)

Les sédiments aaléniens, partout de même faciès, se déposent sur l'ensemble du bassin. La ride mise en place au Lias n'est plus identifiable à ce moment, le bassin étant largement soumis aux influences océaniques (ammonites partout présentes). Les épaisseurs de sédiments, très contrastées au Bajocien, mettent en évidence le rejou de la flexure-faille séparant la ride du sillon. Jusqu'à cette époque, les structures NW-SE apparues au Lias influent directement sur la sédimentation. Au Bajocien terminal, les séries sont réduites sur la ride et plus épaisses dans le sillon, comme en bordure S du bassin du Barrot. Les faciès dolomitiques (Estéron et extrémité de la chaîne du Vial) sont plus étendus qu'au Lias.

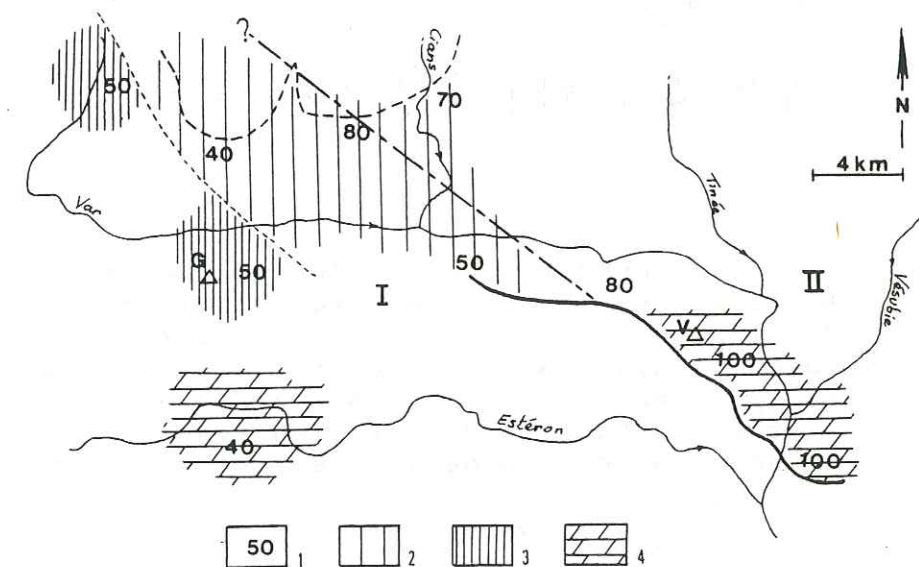


Fig.84 - Opposition entre des séries épaisses et réduites à l'Aalénien-Bajocien. 1 Epaisseur totale des sédiments bajociens, 2 Série réduite, 3 Série condensée et glauconieuse, 4 Dolomies - I Ride de Léouvé-Daluis, II Sillon du Vial

. Un second dispositif sédimentaire se met en place au Bathonien, avec des directions nouvelles (SW-NE à E-W) (Fig.85)

. Au NW, les dépôts bathoniens sont argilo-calcaires et renferment des ammonites, les séries sont réduites et calcai-

res au Callovien moyen, les terres noires sont encore épaisses et apparaissent au Callovien supérieur, la discontinuité de dépôt (?) entre Oxfordien inférieur et moyen est marquée par une croûte de fer.

Au SE, des sédiments carbonatés de faciès néritique s'élaborent au Bathonien, les séries sont épaisses et argilo-calcaires au Callovien moyen, les terres noires, réduites, n'apparaissent qu'à l'Oxfordien inférieur, et les dépôts de l'Oxfordien moyen recouvrent sans discontinuité apparente ceux de la base de l'Oxfordien inférieur.

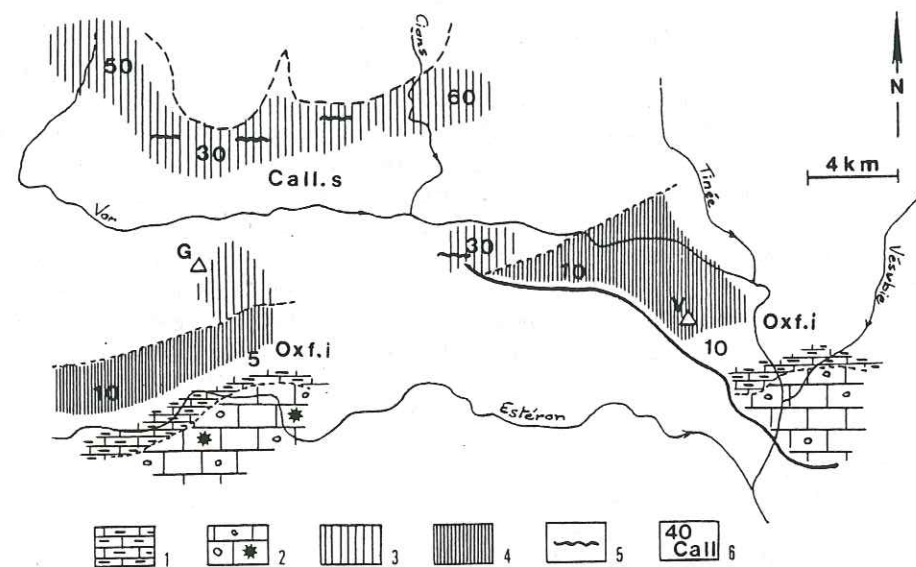


Fig. 85 - Du Bathonien à l'Oxfordien inférieur.
1 Calcaires et calcaires argileux (Bathonien),
2 Calcaires bioclastiques à polypiers et dolomies (Bathonien), 3 Série réduite (Callovien moyen),
4 Série épaisse (Callovien moyen), 5 Discontinuité possible dans la sédimentation des terres noires,
6 Epaisseur et âge de la base des terres noires.

- La limite entre ces deux domaines, orientée SW-NE à E-W, en position méridionale au Bathonien, se déplace vers le N au Callovien.
- Le faciès grumeleux "brêchique" occupe tout le territoire à l'Oxfordien. Son épaisseur est nettement plus importante à l'E où les séries renferment des faisceaux contournés (La Mescla, le Chaudan), comme à Pierlas en bordure du Barrot (Fig.86).
- Le bassin du Barrot et le sillon du Mt-Vial fonctionnent

à nouveau et les directions post-bathonniennes apparaissent moins clairement.

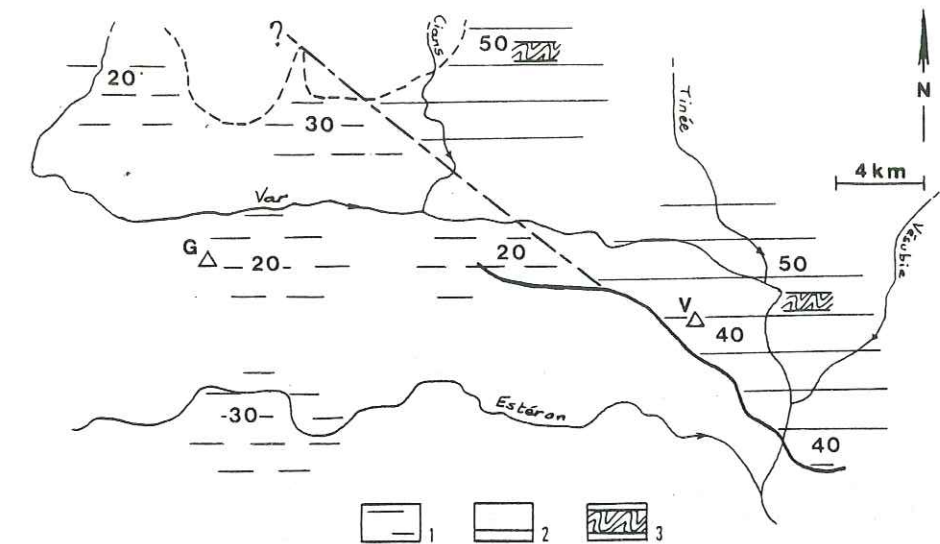


Fig.86 - Epaisseurs du faciès grumeleux "brêchique" à l'Oxfordien moyen-supérieur : opposition entre les séries épaisses du Mt-Vial, et les séries réduites du Var moyen et de l'Estéron. 1 Séries réduites, 2 Séries épaisses, 3 Faisceaux contournés.

- Au Jurassique terminal (Fig.87), le dispositif sédimentaire est à nouveau formé de deux aires de dépôt :

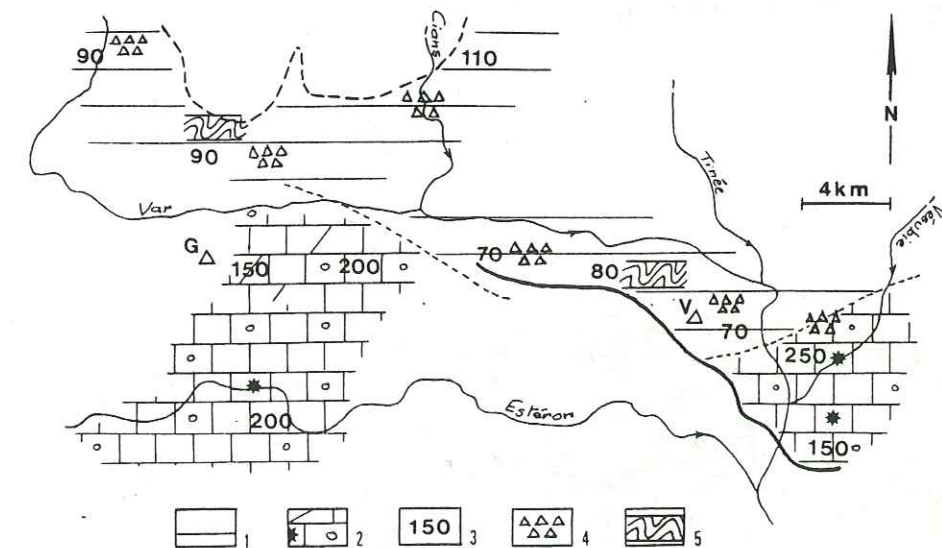


Fig.87 - Le bassin au Jurassique terminal. 1 Calcaires fins de type "bassin" peu épais, 2 Calcaires bioclastiques, dolomies et polypiers (*) de type "plate-forme" très épais, 3 Epaisseur de l'ensemble carbonaté (Jurassique et Crétacé inférieur pro parte), 4 Brèches, 5 Faisceaux contournés.

- Au N, une aire aux dépôts calcaires, boueux, et à faunes pélagiques, caractérisée par des pentes sous-marines à l'origine de resédimentations (B. BEAUDOIN 1977). L'affaissement du substratum est modéré.
- Au S, une aire aux dépôts calcaires et dolomitiques, boueux ou à grains, à faunes benthiques ou pélagiques, s'élaborent sur des fonds plus tabulaires. L'épaississement des séries méditerranéennes est dû à un affaissement important du substratum jusqu'au Crétacé inférieur.

En résumé, la sédimentation jurassique est influencée par l'existence de structures du tréfonds se manifestant à différentes époques : Lias, Bajocien et Oxfordien pour les structures NW-SE, Bathonien, Callovien et Jurassique terminal pour les structures E-W. Les modifications importantes du dispositif sédimentaire seraient directement induites par les jeux ou rejets de ces structures.

II - LES CHAINONS JURASSIQUES ENTRE L'ESTÉRON ET LE PAYS GRASSOIS (CHEIRON, AUDIBERGUE, CAUSSOLS ET BAOUS)

Ces unités occupent dans les Alpes-Maritimes une situation géologique particulière : situées à l'extrémité E de l'arc subalpin de Castellane, elles chevauchent vers le S les terrains miocènes qu'elles ont entraînés en partie dans leur déplacement et la déformation est scellée par les décharges détritiques pliocènes.

La stratigraphie des séries jurassiques formant l'ossature des chaînons, s'appuie le plus souvent sur les travaux anciens (W. KILIAN et A. GUEBHARD 1902, A. LANQUINE 1929, 1935), complétés par d'autres études (J. GOGUEL 1934, L. BERTRAND 1943, L. GINSBURG 1959, P. COTILLON 1971...).

1) LA MONTAGNE DU CHEIRON

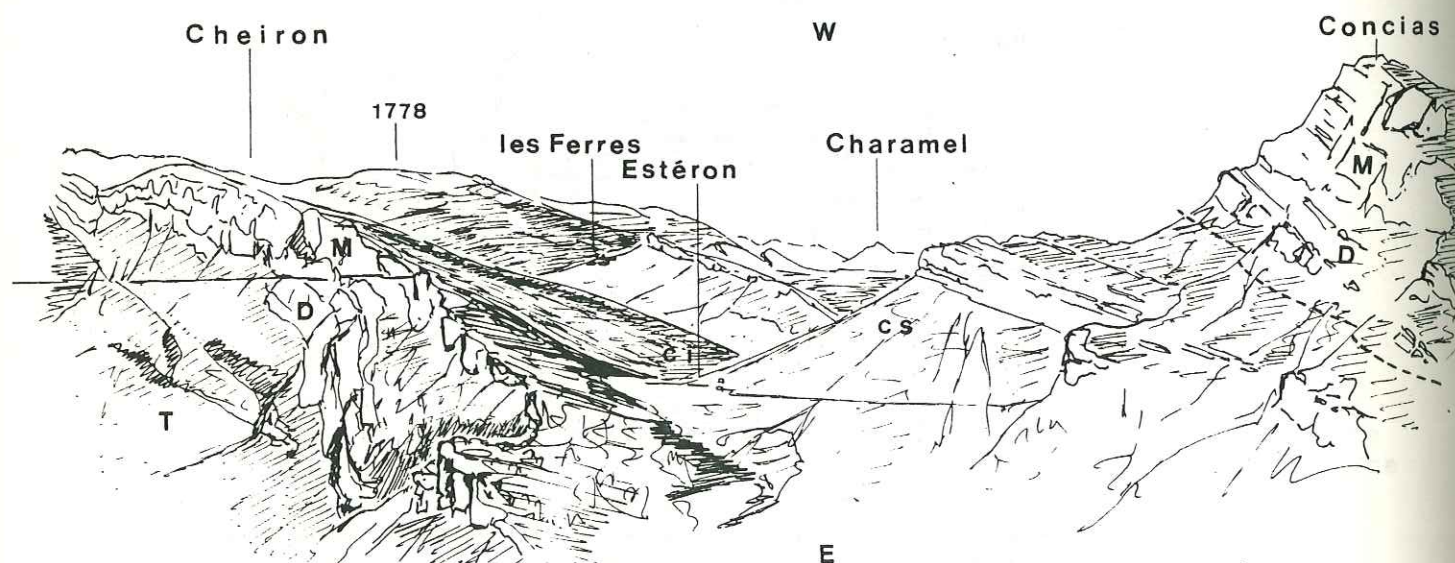


Fig. 88 - Morphologie jurassique dans la vallée de l'Estéron

A la limite N des faciès "provençaux", les terrains jurassiques du Cheiron forment une chaîne imposante s'allongeant d'E en W sur plus de 30 km, culminant à près de 1800 m dans sa partie médiane où la largeur des affleurements atteint 6 à 7 km. Les séries jurassiques sont monoclinales et chevauchantes vers le S (écaillés de Gilette et de Bouyon), ou sont plissées (anticlinaux de Végay et de Bezaudun).

a) Entre Gilette et Bezaudun (Fig. 89)

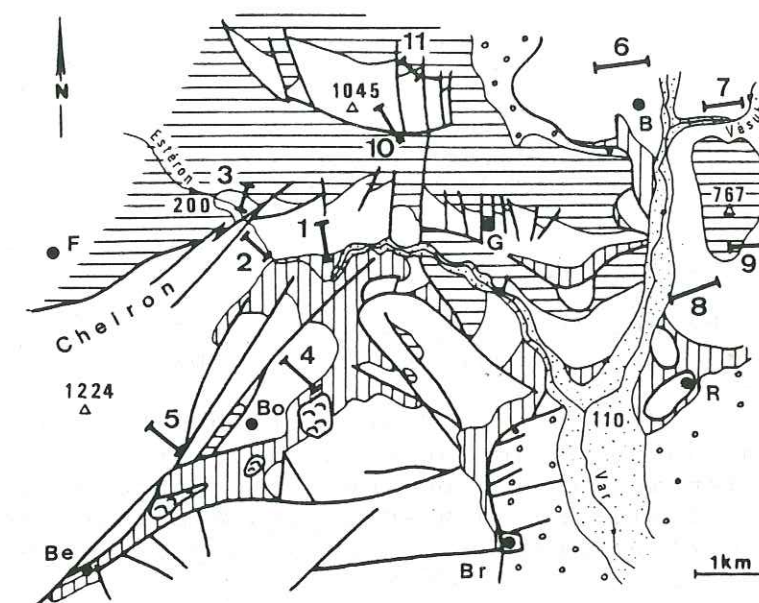


Fig. 89 - Situation géologique et localisation des profils entre Gilette et Bezaudun (1, 2 Gorges de l'Estéron, 3 Pont de la Cerise, 4 et 5 Bouyon, 6 à 9 Termination E du Mt-Vial, 10-11 Les Concias - B Bonson, Be Bezaudun, Bo Bouyon, Br Le Broc, F Les Ferres, G Gilette, R La Roquette-s-Var)

- Barre et talus du Lias-Dogger

. Dans les Gorges de l'Estéron (Fig. 90)

- 1 - Calcaires dolomitiques à grains fins et marnes se terminant par des calcaires argileux feuilletés bruns et lie-de-vin et des calcaires à texture granulaire renfermant des lamellibranches (*Avicula*), grains de quartz et grains micritiques.
- 2 - Conglomérat (0,5 à 1 m), en bancs minces, à oncolithes de quelques mm à 1 cm, entroques, lamellibranches, nodosariidés, grains micritiques ou dolomicritiques (extraclastes), grains de quartz anguleux et glauconie, cimentés par de la sparite.
- 3 - Calcaires gris-roux (env. 6 à 8 m), en gros bancs à surfaces ondulées et ferruginisées. Micrites dolomitisées à spicules de spongiaires, bioclastes variés, nodosariidés et grains micritiques.
- 4 - Dolomies beige clair (barre de 50 à 60 m), à gros grains. Dolomicrites et dolosparites renfermant des fantômes d'éléments figurés (2 à 3 mm), rappelant des lamellibranches et des oncolithes (?).

- 5 - Calcaires gris et calcaires argileux feuilletés (talus de 20 à 30 m), à cancellophycus. Micrites à filaments. *Hecticoceras* sp. et *Peltoceratoïdes* sp. à la partie supérieure, *Quenstedtoceras lamberti* puis *Q. paucicostatum* dans les calcaires plus argileux du sommet.

A Bouyon

- Entre (1) et le conglomérat (2), s'intercalent des dolomies gris-jaunâtre (env. 6 m), en bancs épais, renfermant des grains de quartz :
- (2) forme une petite corniche de dolomies (1,5 à 2 m) où s'intercalent trois horizons conglomératiques à éléments fins de même nature que dans les Gorges de l'Estéron ; les extraclastes sont arrondis, perforés et la glauconie fréquente au sommet.
- (3) n'est pas représenté.
- La barre (4) et le talus (5) offrent une succession comparable à celle de la coupe précédente, les calcaires à cancellophycus livrant à la partie supérieure *Peltoceratoïdes* sp. et *Hecticoceras* sp.

En l'absence de faune dans la plupart des niveaux, les attributions stratigraphiques sont établies à partir de coupes voisines :

- (1) peut être attribué au Rhétien (*Avicula*, fréquence du quartz).
- (2) marque une reprise de sédimentation vraisemblablement au Bajocien moyen ou supérieur (fréquence de la glauconie à cette époque à Aiglun, au Mt-Gourdan, à Daluis, Beuil...).
- (3) représenterait le Bajocien supérieur ou la base du Bathonien (?).
- (4) peut être attribué au Bathonien (faciès néritique, comme à Aiglun).
- (5) est daté à la partie supérieure du Callovien supérieur (zone à *Lamberti*), et de l'Oxfordien inférieur (base de la zone à *Mariae*) dans les derniers mètres.

Entre les sédiments rhétiens et le conglomérat bajocien, les dolomies intercalées à Bouyon pourraient être encore rhétiennes (l'apport de quartz disparaît à l'Hettangien dans les séries voisines). En résumé, le Lias et une partie du Dogger ne sont pas représentés ; la sédimentation est ensuite plus continue jusqu'à la base de l'Oxfordien.

- Falaise du Jurassique supérieur (Fig.90)

La coupe est identique, aux épaisseurs près, dans les Gorges de l'Estéron et à Bouyon.

- 6.a-Marnes blanchâtres et calcaires rognoneux gris-beige (4 à 5 m), débutant par un banc de calcaires ferrugineux, glauconieux et conglomératiques, *Peltoceratoïdes* sp., *Trimarginites* sp., *Euaspidoceras* sp., *Cardioceras* sp., *Ochetoceras (canaliculatum ?)*, *Sowerbyceras tortisulcatum* et divers périsphinctidés.

- b-Calcaires grumeleux et argilo-calcaires (20 à 30 m), en bancs épais à surfaces "brèchiques".

- 7 - Calcaires lités à grains fins (100 m env.). Chailles et faisceaux contournés discrets près de la base, intercalation dolomitique peu développée à la partie médiane,

calcaires bioclastiques riches en organismes benthiques et chailles dans les barres terminant l'unité. Quelques périsphinctidés à la partie inférieure.

- 8 - Dolomies à gros grains (100 à 150 m), dépourvues de bancs et affleurant en chicots de patine sombre. Cassures brunes à la base, blanches au sommet.

- 9.a-Calcaires blancs massifs (corniche de 30 m), à gastropodes et lamellibranches, birdseyes et oncolithes.

- b-Calcaires beiges bien lités et calcaires rognoneux enrobés de marnes vertes (20 m) sous les marno-calcaires gris du Crétacé inférieur (Pont de la Cerise).

(6) est daté de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*), (7 et 8) représenteraient l'Oxfordien moyen-supérieur et le Kiméridgien ?, (9) le Tithonique-Berriasien inférieur d'après la carte géologique de Roquestéron au 1/50000. En résumé, le sommet de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen n'ont pu être mis en évidence à la partie inférieure d'une falaise caractérisée par une importante dolomitisation au Jurassique terminal et des faciès de type "purbeckien" s'élaborant à la limite Jurassique-Crétacé.

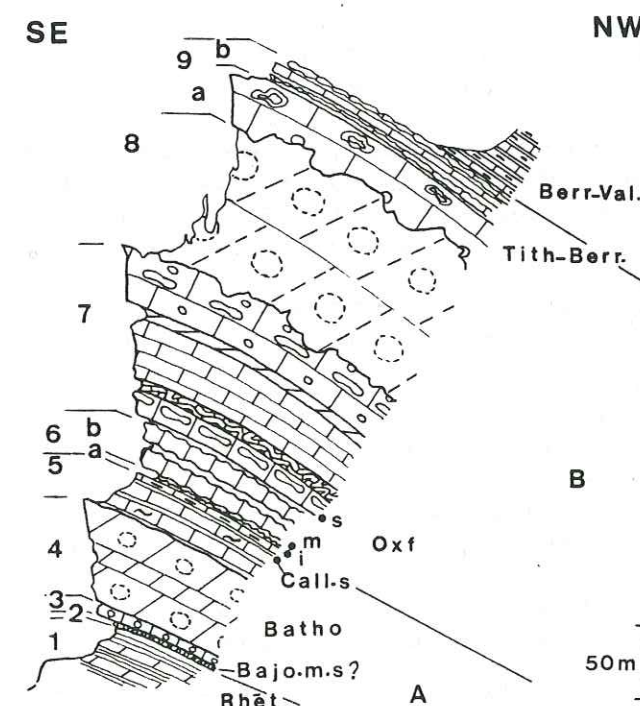


Fig.90 - La série jurassique dans les Gorges de l'Estéron et au Pont de la Cerise (région de Gilette), à l'extrémité E du Cheiron (A Barre et talus du Dogger, B Falaise du Jurassique supérieur)

b) De Bezaudun à Végay (Fig.91)

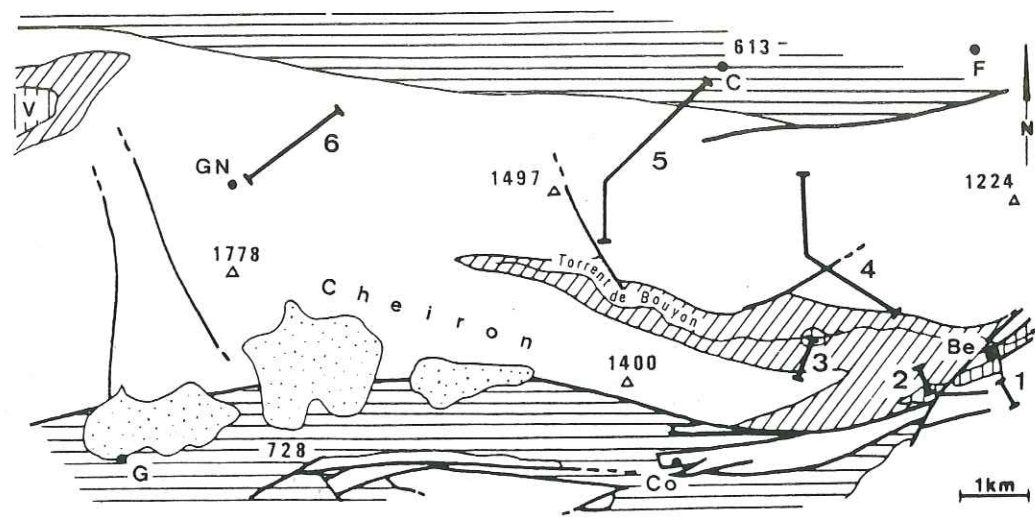


Fig.91 - Situation géologique et localisation des profils entre Bezaudun et Végay (1 Bifurcation D208-D8, 2 Chapelle Notre-Dame, 3 Vallon de Gravière, 4 et 5 Chemins de Conségudes, 6 Gréolières-les-Neiges - Be Bezaudun, C Conségudes, Co Courségoules, F Les Ferres, G Gréolières, GN Gréolières-les-Neiges, V Végay)

La série jurassique, avec les mêmes unités qu'à Bouyon, est reconstituée à partir de plusieurs profils.

- Barre et talus du Dogger

A l'W de Bezaudun près de la Chapelle Notre-Dame :

- 1.a-Dolomies beiges à grains fins, en gros bancs à débit en parallélépipèdes.
- b-Marnes et calcaires bioclastiques roux (15 m) à lamelli-branches (*Avicula*, *Mytilus*, *Pecten*, *Lima*...) et petits galets (Rhétien).
- c-Dolomies à grains fins (2 à 3 m), en bancs minces séparés par des marnes brunes feuilletées (faciès encore Rhétien).
- 2 - Conglomérat (0,5 à 1 m), à éléments de 1 à 5 mm de couleur rouille à la base des dolomies bathoniennes, l'unité (3) attribuée au Bajocien près de Gilette n'étant pas représentée ici.

Dans le vallon de Gravière :

- 1 et 2-Marno-calcaires à huîtres et serpulidés (Rhétien), et fragments de conglomérat jonchant le lit du torrent de Bouyon.
- 4 - Dolomies (barre de 60 à 80 m), à gros grains à la base et au sommet (Bathonien pour l'essentiel).
- 5 - Calcaires et calcaires argileux feuilletés (talus de 50 à 60 m), à rares *cancellophycus* (Callovien et base de l'Oxfordien).

- Falaise du Jurassique supérieur

A l'embranchement de la D8 et de la D208

- 6 - Calcaires rognoncux, marnes et calcaires grumeleux à surfaces de bancs "bréchiques" (30 à 40 m), débutant par un calcaire rognoneux plus ou moins conglomératique, très glauconieux, mélangé avec une dolomie jaunâtre, et renfermant de nombreuses ammonites de l'Oxfordien moyen, zone à *Transversarium* (*Sowerbyceras tortisulcatum*, *Taramellicer* sp., *Trimarginites* sp., *Euaspidoceras* sp., *Gregoryceras* sp., et de nombreux péricrinidés).

Dans le vallon de Gravière :

- 7 - Calcaires lités (50 à 60 m), avec des chailles à la base et de rares intercalations dolomitiques. Quelques ammonites (*Dicosphinctes* sp., *Phylloceras* sp., *Idoceras gr. planula*) de l'Oxfordien moyen ou supérieur à la base, et du Kimméridgien à la partie supérieure (*Ataxioceras* sp. ?).

Le long du chemin joignant Bezaudun à Conségudes :

- 8 - Dolomies (80 à 100 m); à patine noire, cassures saccharoïdes blanches, s'altérant en sables. Quelques îlots de calcaires micritiques blanc-laiteux renfermant des organismes benthiques.

- 9.a-Calcaires blancs très massifs (falaise d'env. 200 m). Algues, polypiers rameux, oncolithes, intercalations bréchiques ou pisolithiques, dolomies blanches saccharoïdes, figures d'érosion fréquentes (surfaces d'usure sous-marine recoupant les grains).

- b-Calcaires et marnes vertes (5 à 10 m) de faciès purbeckien. Le toit des bancs calcaires est démantelé et les éléments, anguleux, sont peu déplacés (brèche de dessiccation ?).

En résumé, la succession est comparable à celle de Bouyon jusqu'à l'Oxfordien supérieur. Au Jurassique terminal, les faciès construits sont nettement plus développés et des émergences temporaires probables au cours de l'épisode purbeckien (limite Jurassique-Crétacé).

c) De Végay à Thorenc (Fig.92)

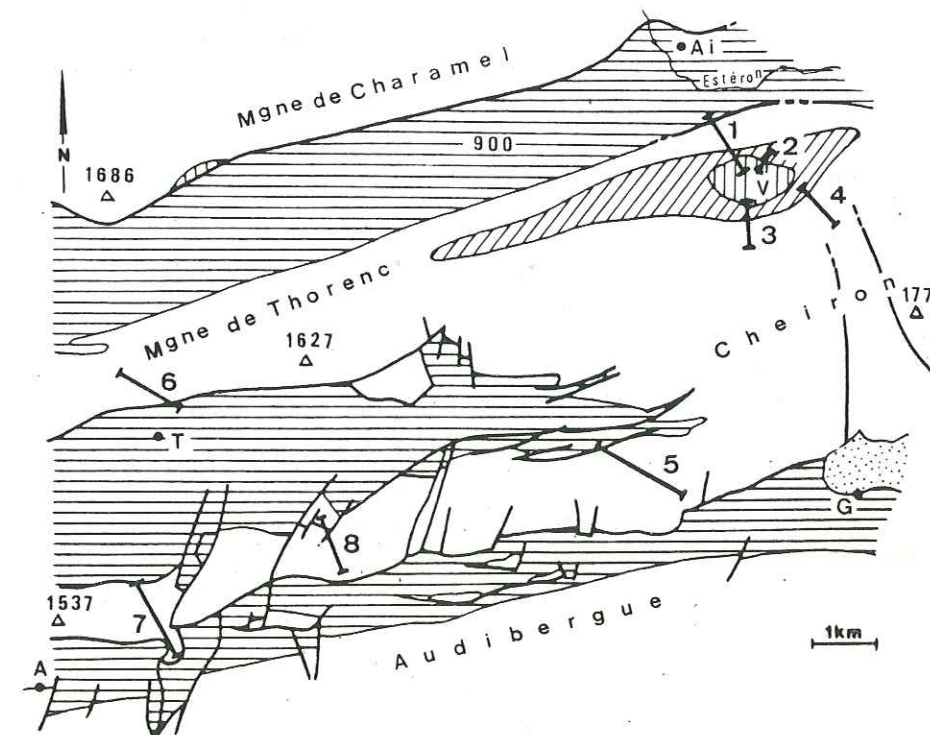


Fig.92 - Situation géologique et localisation des profils entre Végay et Thorenc (1-2 Flanc N; 3-4 Flanc S, 5 Gréolières, 6 Thorenc, 7-8 Pas de la Mule - A Andon, Ai Aiglun, G Gréolières, T Thorenc, V Végay)

L'anticlinal de Végay (Fig.93)

Le pli est déversé vers le N et les séries jurassiques des deux flancs ne sont pas identiques.

La série du flanc N (inverse) est très semblable à celle d'Aiglun. Coupe suivant le GR4 :

- Barre et talus du Lias-Dogger

- 1 - Marnes feuilletées (Rhétien) se terminant par des dolomies (5 à 10 m) de faciès hettangien comparable à celles de la Mtgne de Charamel (vallée de l'Estéron).
- 2 - Conglomérat (quelques dcm)
- 3 - Calcaires dolomitiques gris-roux et calcaires bioclastiques à chailles (20 à 30 m) renfermant des brachiopodes (Bajocien comme à Aiglun).
- 4 - Dolomies à gros grains et calcaires bioclastiques intercalés (30 à 40 m) (Bathonien).
- 5 - Calcaires et calcaires argileux (env. 70 m), à cancellophycus et rares chailles (Callovien), plus argileux au sommet. Le contact avec l'unité suivante est masqué par la végétation et les éboulis.

- Falaise du Jurassique supérieur

- 6 - Marnes et calcaires rognoneux (5 à 10 m), puis calcaires grumeleux (30 m) (Oxfordien moyen).
- 7 - Calcaires lités (100 m), avec des dolomies interstratifiées à la partie médiane et des dépôts plus granulaires au sommet (Oxfordien supérieur et Kimméridgien ?).
- 8 - Calcaires blancs (120 à 150 m), micritiques, renfermant et des algues et des polypiers à divers niveaux, terminés
- 9 - par des dolomies à gros grains (Portlandien à Berriasien ?). Les calcaires et argiles vertes (faciès purbeckiens) n'ont pas été retrouvés, le contact avec les marno-calcaires gris du Crétacé inférieur étant tectonisés.

La série du flanc S (normal) rappelle celle de Bezaudun :

Au-dessus des calcaires grumeleux fossilifères (6) et des calcaires lités (7), des dolomies blanches et saccharoïdes, des calcaires ou dolomies à très gros grains et des calcaires blancs à polypiers massifs, spongiaires, bryozoaires, lamellibranches et gastropodes envahissent la série (unités 8 et 9). Au NE de Gréolières-les-Neiges, le long du chemin menant au Pous, les dépôts sont de mêmes faciès au Jurassique terminal. Des calcaires à cailloux noirs, brèches, stromatolithes, terriers ouverts, et des marnes vertes, recouvrent les calcaires blancs ou les dolomies saccharoïdes au toit localement creusé de cavités remplies de brèches ou de dolomies versicolores. Ces dépôts de faciès purbeckien s'intercalent au sein d'une formation de calcaires lités affleurant largement dans la cuvette de Gréolières-les-Neiges.

Les séries de Végay et Aiglun varient donc rapidement de faciès au Bathonien et au Jurassique terminal, caractérisés par des dépôts néritiques. La dolomitisation, développée sur le flanc S de l'anticlinal et vers Gréolières-les-Neiges, est absente des séries du flanc N (au Jurassique terminal) et de celles d'Aiglun (au Bathonien et au Jurassique terminal).

A l'opposé, les sédiments bajociens et callovo-oxfordiens de Végay ont le même faciès qu'à Aiglun et des épaisseurs comparables. Le rapprochement souvent évoqué entre les séries calcaréo-dolomitiques à éléments benthiques du Cheiron, et les séries calcaires à éléments pélagiques de l'Estéron, ne résulte donc pas d'un déplacement important : la juxtaposition des deux types de sédimentation s'observe en fait à Végay, et non entre Végay et Aiglun (Fig.91).

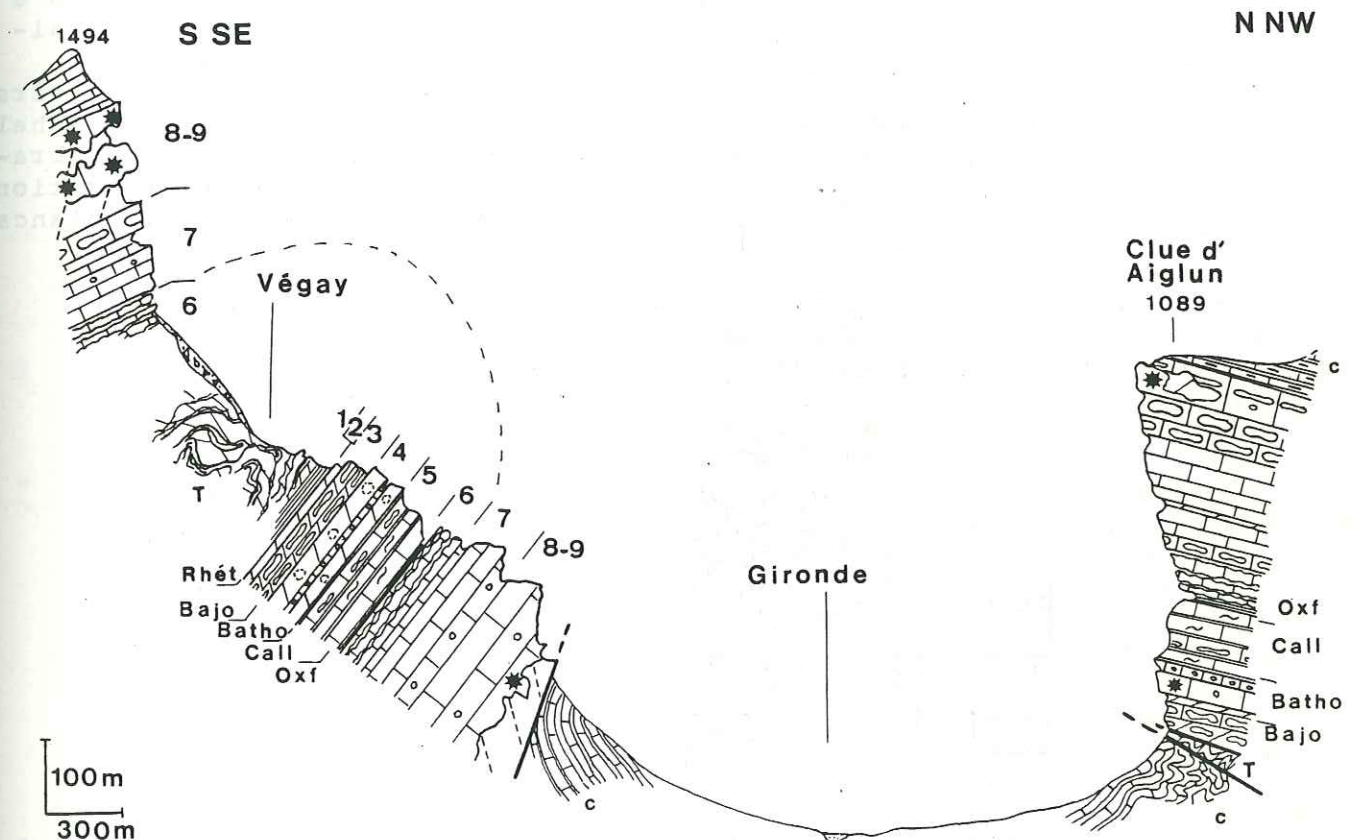


Fig.93 - Les séries jurassiques de Végay et d'Aiglun : faciès comparables du Bajocien à l'Oxfordien, variations latérales des faciès au Jurassique terminal avec développement vers le S des constructions, des dolomies et des dépôts purbeckiens.

Gréolières (Fig.94)

A l'W du village de Gréolières, la D2 menant à Thorenc recoupe un anticlinal dissymétrique formé par les assises du Jurassique terminal (unités 7 à 9). Au-dessus de calcaires à chailles affleurant au cocur du pli, la série du flanc N (presque horizontal) est for-

mée par les calcaires blancs et les dépôts de faciès purbeckien ; celle du flanc S (vertical et faillé) apparaît nettement plus dolomitisée.

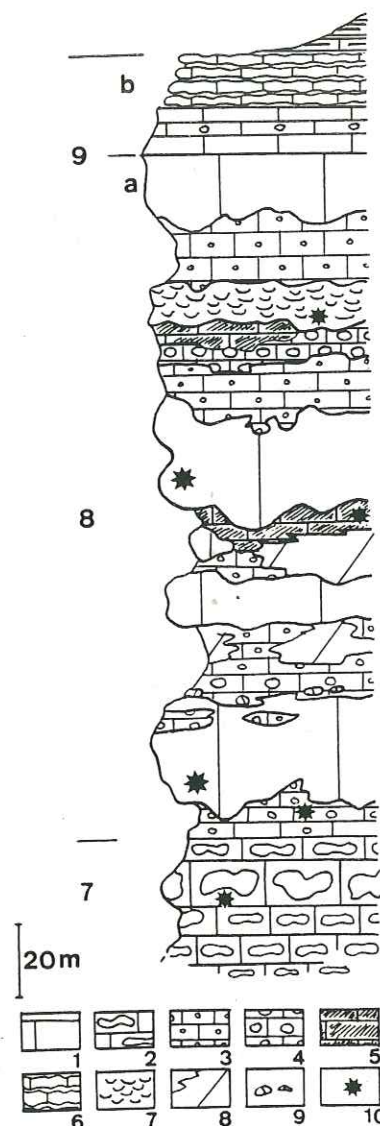


Fig. 94 - Sédimentation à caractère récifal au Jurassique terminal près de Gréolières (1 Calcaires massifs, 2 Calcaires lités à chailles, 3 Calcaires bioclastiques, 4 Calcaires bioclastiques à très gros grains, 5 Calcaires à taches bleutées, 6 Calcaires à cailloux noirs et marnes vertes, 7 Lumachelles (lamellibranches ou brachiopodes), 8 Dolomitisation, 9 Galets de calcaires blancs, 10 Polypiers)

7 - Les calcaires à chailles. Les accidents siliceux sont de grande taille (jusqu'à 30 cm), aplatis, lenticulaires, branchus ou morcelés, au sein d'un calcaire micritique brun-beige où les figures de bioturbation sont fréquentes (terriers remplis de sable bioclastique ou de sparite), et les organismes nombreux (bélemnites, térébratules, pectinidés, entroques et petits polypiers isolés en boules de 20 cm).

8 - Les calcaires blancs (150 à 200 m env.). Ils forment dans 9.a la topographie des barres puissantes et parallèles sans stratification interne, séparées par des talus aux assises plus régulièrement litées.

-Les barres calcaires renferment des polypiers encroûtants de forme aplatie, des polypiers rameux en massifs, des algues, oncolithes, pisolithes, lamellibranches, térébratules, entroques, serpulidés, fossilisés par un calcaire micritique d'un blanc laiteux. Certains massifs construits semblent s'établir sur des éperons eux-mêmes formés de constructions émergeant de sables biodétritiques.

La partie inférieure des barres n'est pas conforme à la stratification générale, et les constructions s'établissent sur des faciès variés (calcaires sparitiques et bioclastiques beiges, calcaires gris-bleu tachetés à pisolithes, bryozoaires, limes et divers algues, calcaires à petits polypiers isolés).

Au sommet de ces barres, des dépressions de 1 à 2 m (cavernes ?) ou des poches (galeries ?) sont remplies de sables calcaires à grains grossiers (2 à 5 mm).

- Entre ces unités massives, les assises sont litées et de faciès très variés : calcaires à gros grains bien calibrés se délitant en plaquettes ou en prismes, renfermant parfois des galets de calcaires blanc-laiteux, calcaires à grains fins localement dolomitiques, lumachelles de brachiopodes ou de lamellibranches, petits polypiers isolés...

9.b-Les dépôts de faciès purbeckien (10 à 20 m ?). Des calcaires à stylolithes, birdseyes, brèches, cailloux noirs, des marnes vertes et des intercalations de calcaires micritiques gris-fumé, se développent sur la dernière barre de calcaires blancs qui renferme des constructions apparemment moins fréquentes.

Cette coupe permet d'analyser l'évolution de la sédimentation au Jurassique terminal, depuis l'élaboration des calcaires à chailles encore sous influence du large océanique avec la présence de céphalopodes, jusqu'au dépôt des formations à galets de matériel sapropélique d'origine vraisemblablement non marine. Cette évolution inclut ici un épisode franchement récifal ; les périodes de construction et de démantèlement partiel des édifices se succèdent à plusieurs reprises.

Andon (Coupe à l'E du Pas de la Mule)

La falaise du Pas de la Mule coiffe, comme à la Harpille, un talus de calcaires lités. De bas en haut :

5 - Calcaires lités et calcaires argileux à cancellophycus et chailles (40 à 50 m) représentant le Callovien.

6 - Calcaires rognoneux et ferrugineux à débris d'ammonites (0,2 m), puis marnes et calcaires grumeleux (30 m) attribués à l'Oxfordien moyen. Les terres noires (base de l'Oxfordien inférieur sur les coupes voisines) sont ici sous le faciès de calcaires argileux à cancellophycus.

7 - Calcaires lités (70 m) renfermant des faunes du Kimméridgien. Au sommet, calcaires rognoneux "bréchiques" (3 m), puis dolomies (4 m) en abri sous roche.

8-9 - Calcaires très massifs riches en organismes (80 m) formant la falaise du Pas de la Mule. Puis, calcaires blancs

(100 à 150 m), affleurant sur le versant N en direction de Thorenc, avec des faciès rappelant ceux de Gréolières: plusieurs niveaux à constructions (polypiers), calcaires bioclastiques à gros grains avec un litage parfois oblique dans les bancs, calcaires à brachiopodes (grosses térébratules) ou à huîtres (alectryonies)... Les dolomies blanches saccharoïdes, peu développées, sont présentes sous leur faciès granulaire très grossier.

Thorenc (Coupe au col de Bleine)

Les assises du Jurassique terminal, nettement plus dolomitiques qu'à Andon, sont couronnées par une formation de calcaires blancs lités où s'intercalent des dépôts de faciès purbeckien, comme à Gréolières-les-Neiges.

d) Reconstitution des séries jurassiques du Cheiron entre Gilette et Thorenc (Fig.95)

- Sur les sédiments rhétiens de faciès différents (dolomies à Bezaudun, calcaires et argiles feuilletées à Gilette), un conglomérat (sous le Bajocien à Végay, sous le Bathonien à Bouyon) marque une reprise de dépôts, aucune assise ne correspondant au Lias. Ce conglomérat n'a sans doute pas partout le même âge, les dépôts bajociens sont lenticulaires et les dolomies bathoniennes apparaissent "transgressives". La sédimentation est donc très perturbée jusqu'au Bathonien.

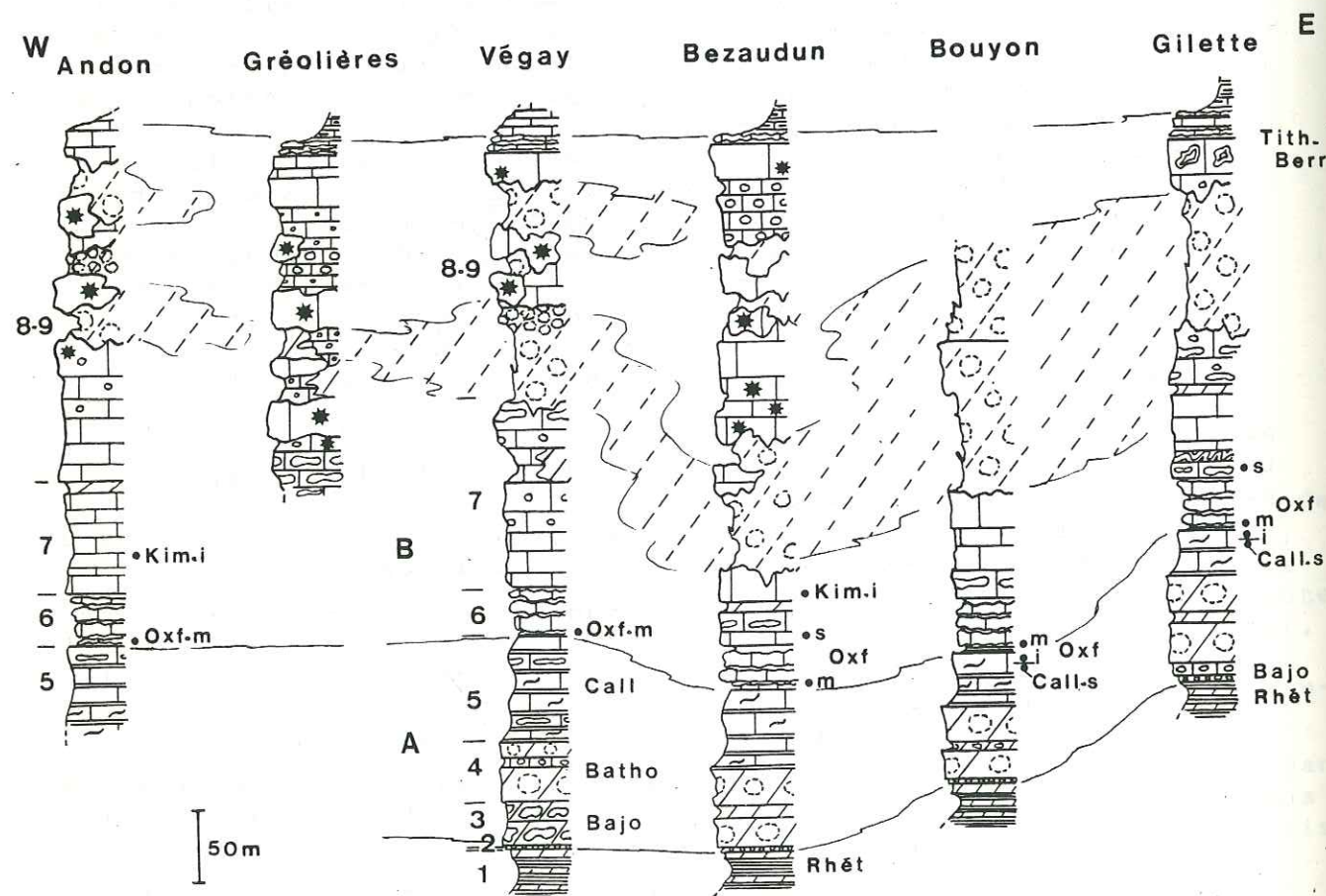


Fig.95 - Les séries jurassiques du Cheiron
(A Barre et talus du Dogger, B Falaise du Jurassique supérieur)

- Du Callovien au Kimméridgien, les dépôts, avec des faciès et épaisseurs comparables, présentent la même réduction entre l'Oxfordien inférieur et moyen. Les ammonites sont partout présentes et un important changement de faciès a lieu à l'Oxfordien moyen (développement des spongiaires). Une certaine uniformisation des conditions de dépôts succède donc à la sédimentation perturbée jusqu'au Bathonien.
- Le développement des dolomies blanches après l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, paraît étroitement lié à l'élaboration de dépôts de type récifal. Les dolomies semblent stratifiées (Gilette), ou plus diffuses lorsque les constructions sont plus nombreuses ou mieux conservées (entre Bezaudun et Gréolières). Les sables bioclastiques résultant de la démolition des édifices construits ont été retrouvés à des niveaux différents dans les profils (Bezaudun, Végay, Andon); ces produits d'érosion, absents à l'E (Bouyon et Gilette), sont nettement localisés à l'W au voisinage des constructions. Edifices récifaux et produits de démantèlement sont donc plutôt localisés à l'W, les dolomies se développant pour envahir toute la série à l'E. La répartition de ce type de dolomies pourrait être liée en partie à la disposition des constructions biologiques dans le bassin (à l'abri d'un récif?).
- Les calcaires à cailloux noirs et marnes vortices, de faciès purbeckien, terminent la série, fossilisant les calcaires construits et dolomies associées.

e) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Barre et talus du Dogger :
 - . Barre : Bajocien et Bathonien (à l'W), Bathonien (à l'E), le Lias n'est pas représenté.
 - . Talus : Callovien à Oxfordien inférieur (base de la zone à Mariae), terres noires réduites ou remplacées par des argilo-calcaires ou des calcaires.
- Falaise du Jurassique supérieur : Oxfordien moyen (zone à Transversarium) à Berriasien (?).

Les types de formations

- Formations hétérochrones : le conglomérat à la base de la série (Bajocien à Bathonien).
- Formations lenticulaires : calcaires dolomitiques à chailles (Bajocien).
- Formations présentant des variations de faciès : sédiments postérieurs au Kimméridgien inférieur.
- Formations de faciès uniformes dont le dépôt est continu ou non, assises élaborées du Bathonien au Kimméridgien, dépôts de faciès purbeckien.

Les événements importants dans la sédimentation

- "Transgression" au Bathonien sur un substratum déformé.
- Enfouissement d'ensemble du substratum à partir du Callovien.
- Réduction des dépôts entre l'Oxfordien inférieur et moyen.
- Développement des faciès récifaux et régression prononcée au Jurassique terminal.

f) Interprétation des séries du CheironAbsence de sédiments au Lias, "transgression" au Dogger

- Sur les dépôts rhétiens, les sédiments les plus anciens, attribuables au Jurassique, sont des conglomérats à la base du Dogger. Les fragments de roches qu'ils renferment (dolomitiques ou calcaires, de texture boueuse ou granulaire), le plus souvent de petite taille (sable ou gravier), proviennent de formations qui n'ont pas été retrouvées en place. La disparition totale de ces couches peut résulter d'un démantèlement pendant leur formation ou lors de la reprise des dépôts au Dogger.
- L'existence de quartz (caractère rhétien) au sein du conglomérat jurassique montre que la totalité des sédiments liasiques serait remaniée, ainsi qu'une partie des dépôts rhétiens. Une érosion aussi incisive devrait se traduire dans le cas de séries puissantes par des accumulations détritiques plus importantes que celles qui ont été décrites.
- Ceci conduit à envisager une sédimentation extrêmement réduite durant le Lias en liaison avec une stabilité du substratum de cette région. Sur cette zone haute liasique, sans doute en partie émergée, des dépôts pelliculaires ont pu s'élaborer, détruits ensuite par une dissolution karstique, par l'agitation des eaux (stratification et tri des grains du conglomérat) et par des organismes (grains perforés).
- Cette sédimentation réduite expliquerait aussi que le substratum des assises du Dogger soit le plus souvent formé par les assises du Rhétien sur de grandes étendues.

- La reprise de sédimentation a lieu à des moments différents (Bajocien à l'W, Bathonien ou Bajocien supérieur à l'E). La zone haute liasique, presque tabulaire jusque-là, s'est légèrement déformée avant le Bathonien (au Bajocien supérieur ?), individualisant un relief à l'E (où l'érosion du sommet du Rhétien est plus importante) et une dépression à l'W (comblée par les dolomies siliceuses au Bajocien). Cet épisode de déformation du substratum perturbe également la sédimentation au Mt-Vial, au Mt-Gourdan, dans le Barrot et dans l'Argentera.
- Sur l'ensemble du territoire, des dolomies granulaires s'élaborent au Bathonien, fossilisant les assises déformées ou le substratum rhétien. Les sédiments dolomitiques, à l'origine des calcaires bioclastiques (fantômes de grains, lamellibranches, oncolithes...), se forment à proximité de constructions (Roquestéron, Aiglun), bordées au N (Mt-Vial et Gourdan) par des sédiments élaborés en milieu ouvert.
- La région du Cheiron appartient donc au Bathonien à un domaine de dépôt marin, aux eaux peu profondes et confinées.

Enfoncement d'ensemble du substratum et ouverture sur le large océanique à partir du Callovien

- Les dépôts de même âge ont des faciès identiques, des épaisseurs comparables, les ammonites étant fréquentes du Callovien au Kimméridgien. La réduction des dépôts à l'Oxfordien inférieur est suivie d'un épaississement brutal à l'Oxfordien moyen : des marnes et calcaires grumeleux à spongiaires (zone à Transversarium) recouvrent des calcaires ou calcaires argi-

leux à cancell'ophycus (base de la zone à Mariae). Une grande partie de l'Oxfordien inférieur et de l'Oxfordien moyen ne sont pas caractérisés paléontologiquement. Entre les deux formations, aucun ravinement, remaniement ou discordance ne peuvent être mis en évidence à l'échelle de la coupe.

- L'évolution de la sédimentation pendant toute cette période est comparable à celle des régions voisines (Roquestéron, Mt-Vial...). Le dispositif sédimentaire du Bathonien (opposant les dépôts de milieu calme et ouvert au N, aux dépôts de milieu agité et confiné au S) disparaît au Callovien, l'ensemble du bassin étant largement soumis aux influences océaniques.
- A partir de l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien, les ammonites sont plus rares ou plus localisées, tandis que se développent des dolomies à grains fins, interstratifiées au sein des calcaires. L'ouverture sur le large n'est plus aussi nette, et le confinement pourrait résulter d'un éloignement des milieux franchement ouverts.

Episode récifal (ou péri-récifal) au Jurassique terminal et régression fin-jurassique

- Les faciès construits apparaissent, semble-t-il, après un épisode de sédimentation biodétritique présentant le plus souvent des accidents siliceux (calcaires à chailles de Gréolières, Végay, Gilette...). Le milieu de formation de ces calcaires est agité (fragmentation des chailles et des bioclastes), peu profond (terriers ouverts fréquents, indiquant un milieu infralittoral à intertidal) et franchement ouvert (crinoïdes), avec déjà des petites constructions isolées.
- Comme au Bathonien, le développement des dépôts de faciès néritique s'accompagne d'une disparition des ammonites sur toute cette partie du bassin. Les périodes de construction et de démolition partielle des édifices se succèdent. Les édifices construits sont de taille modeste au sein d'une série puissante (200 m environ). L'affaissement du substratum est donc localement important.
- Le bassin est bien différencié avec des calcaires à polypiers, des sables biodétritiques et des dolomies blanches en îlots à l'W, et uniquement des dolomies blanches à l'E. La dolomitisation a sans doute uniformisé les séries orientales, y effaçant les divers faciès, mais épargnant comme ailleurs les calcaires à chailles sous-jacents et les calcaires de faciès néritique qui la recouvrent. Cette dolomitisation serait synsédimentaire et son développement vers l'E ne résulterait pas d'une exagération du phénomène après le dépôt.
- Des calcaires à cailloux noirs, des brèches de dessiccation, des marnes vertes, se déposent partout à la fin du Jurassique et au début du Crétacé. A l'W (Gréolières-les-Neiges, Thorenc) ces dépôts de faciès purbeckien s'intercalent dans des sédiments marins (oncolithes, stromatolithes, petits polypiers). La tendance à l'émersion est généralisée, mais le bassin conserve la même différenciation qu'au cours de l'épisode récifal, avec des milieux plus ouverts à l'W.

g) Conclusions

Dans la région du Cheiron, le Bathonien et le Jurassique terminal sont deux époques clé dans l'évolution du dispositif sédimentaire : le substratum s'affaisse dans son ensemble, mais l'accumulation sédimentaire maintient une profondeur faible ; les constructions biologiques se développent, isolant du large des étendues d'eaux propices à la dolomitisation.

Le dispositif sédimentaire est différent au Lias-Bajocien (zone haute en partie émergée, aux dépôts pelliculaires) et du Callovien au Kimméridgien (affaissement d'ensemble du tréfonds et profondeur plus importante).

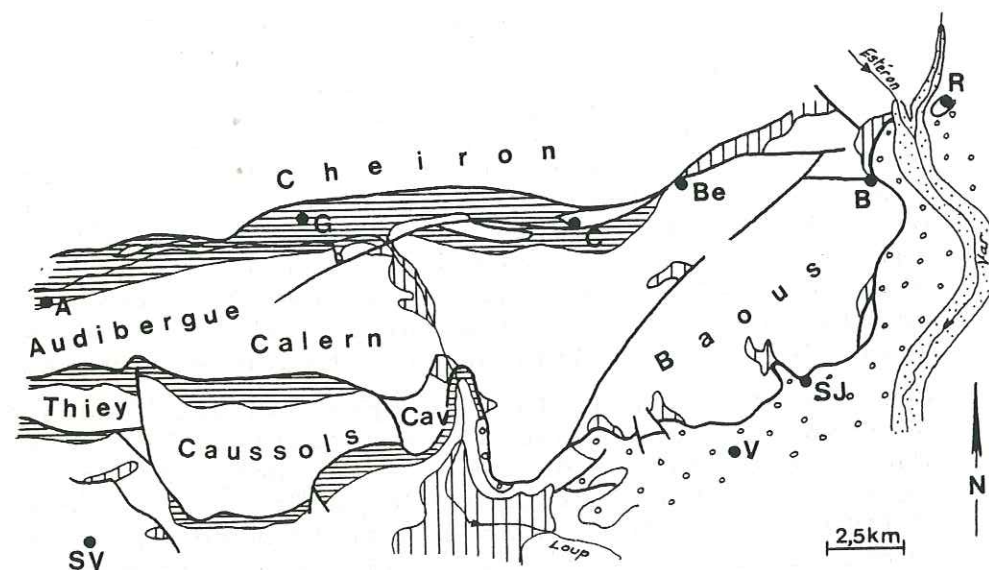
2) LA MONTAGNE DE L'AUDIBERGUE, CAUSSOLS ET LES BAOUS

Fig. 96 - Les chaînons jurassiques au S du Cheiron (d'après l'esquisse structurale de la carte géol. 1/50000 Roquestéron éd. 1980) (A Andon, B Le Broc, Be Bezaudun, C Courségoules, G Gréolières, R La Roquette-s-Var, SJ St-Jeannet, SV St-Vallier-de-Thiey, V Vence, Cav Le Cavillone)

La morphologie de plateau de cet ensemble d'unités jurassiques contraste avec les plis et reliefs accentués du bord méridional du Cheiron. Au N, parallèlement au Cheiron, les séries sont redressées et faillées avec une intensité croissante vers l'E (entre Cipières et le Broc).

Au S de cette région accidentée, les structures sont tabulaires, formées de séries jurassiques souvent incomplètes. Elles chevauchent vers le S et les contacts anormaux sont jalonnés de falaises (Baous) aux assises monoclinales (Ht-Montet) ou peu plissées (St-Jeannet).

Ces différents chaînons, allongés d'E en W, sont entaillés par la moyenne vallée du Loup. De part et d'autre de la vallée, on peut reconnaître (Fig. 96) :

- A l'W, une unité septentrionale (l'Audibergue et son prolongement de Calern), et une unité méridionale (Caussois et le Cavillone) chevauchant le pays jurassique de St-Vallier.
- A l'E, une seule unité dont le bord méridional est formé par la chaîne des Baous. Elle représente le prolongement oriental de l'Audibergue (L. BERTRAND 1943) ou de l'Audibergue et de Caussois (L. GINSBURG 1959), et chevauche l'avant-pays tertiaire de Vence.

A - L'UNITÉ DES BAOUSa) Du Broc à St-Jeannet (Fig. 97)

Le contact anormal entre cette unité et les formations tertiaires est jalonné par des paquets de terrains jurassiques qui, suivant les interprétations, appartiennent à une unité différente ou au flanc inverse du pli chevauchant (L. BERTRAND 1943, L. GINSBURG 1959, notice de la carte géologique 1/50000 Roquestéron). Ces lambeaux, très tectonisés, n'ont pas été étudiés en détail, mais leur présence à la base de quelques coupes méritait d'être notée.

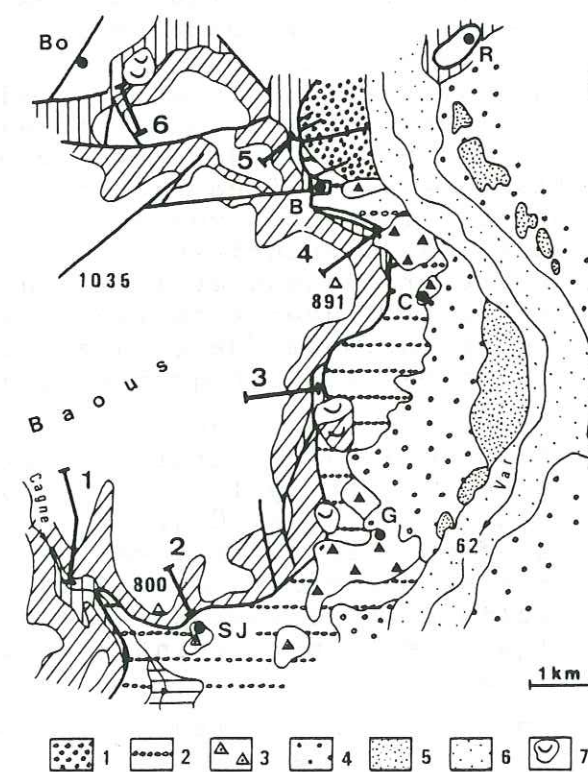


Fig. 97 - Situation géologique et localisation des profils à l'extrémité E de l'unité des Baous (1-2 St-Jeannet, 3-4 Carros, 5 Le Broc, 6 SE de Bouyon - B Le Broc, Bo Bouyon, C Carros, G Gattières, R La Roquette-s-Var, SJ St-Jeannet - 1 Eocène, 2 Miocène, 3 Brèche de Carros, 4 Pliocène, 5 Alluvions anciennes, 6 Alluvions récentes, 7 Blocs éboulés)

St-Jeannet (Fig.98)

(Coupes dans la vallée de la Cagne près des sources du Ricu et au Castellet - et au Baou de St-Jeannet)

La barre et le talus du Dogger, la falaise du Jurassique supérieur sont moins bien individualisés, la lithologie étant peu variée et des formations nouvelles s'intercalant au sein de la barre du Dogger.

- Barres et talus du Dogger

- 1 - Marnes verdâtres ou brunes (30 à 40 m), avec des bancs de dolomies à laminites (dolomicrites à pelletoides et *Glomospira* sp.) de calcaires roux bioclastiques (sparites à débris de gastropodes, lamellibranches et serpulidés) et de dolomies jaunâtres et calcaires argileux feuilletés rougeâtres au sommet.
- 2 - Croûte ferrugineuse, discrètement glauconieuse, couverte d'oncolithes de quelques cm et d'un tapis stromatolithique. En lame mince, les laminations algaires, parfois perforées, sont disposées le plus souvent en petits dômes bien séparés ; certains feuillets sont décollés, plissotés, et le vide résultant de ce décollement est cicatrisé par de la sparite.
- 3.a-Calcaires bioclastiques gris-roux (barre de 40 m) à chailles. Dans le premier banc, oncolithes remaniés au sein d'un calcaire sparitique de texture granulaire renfermant des polypiers millimétriques. Les accidents siliceux sont plus fréquents à la partie supérieure dans un calcaire toujours bioclastique (grains micritiques, entroques, oncoïdes, spicules de spongiaires, serpules, brachiopodes, gastropodes, débris fins non identifiables, miliolidés et lenticulines, dans une micrite dont les vides sont comblés par de la sparite). Près du sommet, *Rhynchonella* sp.
- b-Calcaires rognoneux et ferrugineux (sparite cimentant des grains micritiques très fins, bien calibrés et jointifs, quelques entroques de grande taille et des miliolidés), et calcaires dolomitiques rougeâtres (3 à 4 m).
- 4 - Calcaires argileux jaunâtres et calcaires lités (dépression de 30 à 35 m). Grains micritiques et agrégats, oncolithes, petits polypiers, bryozoaires, entroques, gastropodes et algues (*Cayeuxia* sp.) dans une micrite parfois grumeleuse (bioturbée), avec des cavités aux parois micritisées remplies de sparite ou de dolomie. Nombreux miliolidés, textularidés, lituolidés et valvulinidés ; quelques sections peuvent être attribuées à *Meyendorffina* sp.
- 5 - Dolomies à patine noire (barre de 40 m), en bancs massifs, à cassures brunes et claires.
- 6 - Calcaires gris-clair (talus de 20 à 30 m), en bancs bien lités séparés par des calcaires se délitant en plaquettes (micrites à filaments) et renfermant *Hecticoceras* sp. Au sommet, calcaires argileux ou dolomies jaunâtres (2 à 3 m), ayant livré des ammonites indéterminables (oppélidés et périssphinctidés?).

L'unité (1) est attribuée au Rhétien (L. GINSBURG 1959), (2) matérialise un arrêt de sédimentation, (3) est datée au sommet du Bathonien (la rhynchonelle, non déterminable au niveau spécifique, est une forme plutôt bathonienne), (4) représente le Bathonien supérieur, (6) vraisemblablement une partie du Callovien. Les dolomies (5) ne sont pas datées (Bathonien à Callovien?).

- Falaise du Jurassique supérieur

- 7.a-Dolomies rognoneuses en bancs minces (0,5 à 1 m) se terminant par un banc conglomératique (0,1 m) ferrugineux et glauconieux, renfermant des galets (?) et des ammonites (*Taramelliceras* sp., *Ochetoceras* sp., *Euaspidoceras* sp., *Sowerbyceras* sp. et *Perisphinctes* sp.).
 - b-Marnes enrobant des rognons de calcaires (0,5 m), livrant de rares ammonites (périssphinctidés).
 - c-Calcaires et argilo-calcaires beiges (20 à 25 m).
 - 8 - Calcaires lités beiges (80 m), à chailles près de la base, dolomies brunes à grains fins interstratifiées à plusieurs niveaux, et rares empreintes d'ammonites indéterminables dans les bancs plus massifs de la partie supérieure.
 - 9 - Dolomies brunes à grains fins (60 m) en bancs régulièrement lités.
 - 10 - Calcaires à chailles (env. 70 m), débutant par des calcaires micritiques riches en bioclastes. La partie supérieure de la série jurassique étant érodée, le plateau qui domine St-Jeannet est formé par ces calcaires profondément lapiazés.
- (7) est daté de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium* en 7a et 7b), (8) représenterait l'Oxfordien moyen-supérieur, (9) et (10) une partie du Jurassique terminal.

SE de Bouyon (Fig.98)

(Coupe du versant N de l'Adrech de Berdine).

- 5(?) - Dolomies et calcaires à texture granulaire (50 m), représentant la barre du Dogger.
- 6 - Calcaires et calcaires argileux à cancellophycus (talus de 40 m) avec à la base *Grossouvreia* sp. et *Reineckeia* sp. (Callovien inférieur), puis *Erymnoceras* sp., *Hecticoceras* sp. et *Kosmoceras* sp. (Callovien moyen).
- 7.a-Calcaires conglomératiques rognoneux, ferrugineux et glauconieux (0,1 m) à nombreuses ammonites : *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Gregoryceras* sp., *Trimarginites* sp., *Euaspidoceras* sp. et des périssphinctidés (Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*).
- b-Marnes blanchâtres et calcaires rognoneux (3 à 4 m), livrant des faunes de même âge.
- c-Calcaires et calcaires argileux (30 m) renfermant des périssphinctidés de l'Oxfordien moyen et supérieur (zone à *Bifurcatus*?).
- 8 et 9-Calcaires à grains fins avec des passées bioclastiques (60 à 80 m).

10 - Calcaires bioclastiques à rares chailles (60 m), avec quelques intercalations dolomitiques.

11 - Calcaires micritiques d'un blanc laiteux, renfermant des crinoïdes.

Cette coupe, assez semblable à celle qui a été décrite au niveau de Bouyon dans l'extrémité orientale du Cheiron, présente aussi des analogies avec celle de St-Jeannet.

Entre ces deux profils :

Au Broc : à la base de la série, un lambeau de terrains jurassiques très tectonisés, dont les faciès sont rapportés aux unités 6 et 7, est coïncé sous la barre du Dogger en position normale sur les dépôts du Rhétien.

Le sommet de l'unité 6 a livré *Peltoceras* sp., *Hecticoceras* sp., *Cardioceras* sp., et *Peltoceratoides* sp. (Callovien supérieur et base de l'Oxfordien). La falaise du Jurassique supérieur est comparable à celle de St-Jeannet.

A Carros : des calcaires roux (10 m) présentant des surfaces de bancs ondulées et ferruginisées et renfermant des chailles (équivalents de l'unité 3), s'intercalent entre les dépôts rhétiens (marnes, calcaires gréseux à quartz et dolomies de l'unité 1) et les dolomies du Dogger (unité 5).

Les calcaires calloviens (6), les marno-calcaires oxfordiens (7) et les calcaires et dolomies à grains fins (8), présentent la même coupe qu'au Broc et à St-Jeannet. Les dolomies brunes (9) se développent et envahissent en partie les calcaires à chailles (10), des calcaires blancs et dolomies blanches saccharoïdes (11) terminant la série.

Variations de faciès entre Bouyon et St-Jeannet, relation entre l'unité des Baous et le Cheiron (Fig.98)

Les séries jurassiques de la bordure orientale de l'unité des Baous présentent une succession originale au S, près de St-Jeannet :

- Dans les assises bathoniennes s'intercalent des dépôts argilo-calcaires élaborés en eaux calmes et peu profondes (4), succédant à un épisode de sédimentation en eaux modérément à très agitées (3). (3) et (4) n'ont pu être mis en évidence au N de Carros où les dolomies (5) pourraient alors représenter le Bathonien supérieur et la base du Callovien.

Il se forme donc au Bathonien une zone haute entre Bouyon et Le Broc, bordée près de Carros par une aire affaissée à St-Jeannet.

- Les dolomies brunes à grains fins, interstratifiées au sein des calcaires lités (8 et 9), se développent progressivement vers le S après l'Oxfordien moyen. La région de St-Jeannet apparaît comme une aire à sédimentation plutôt magnésienne s'étendant vers le N au cours du Jurassique supérieur (les dolomies brunes sont localisées de plus en plus haut dans les séries septentrionales).

- Bien qu'une grande partie des calcaires et dolomies blanches ait été érodée au S, ces faciès apparaissent plus haut dans les séries méridionales. L'absence d'élément de datation ne permet pas de préciser s'il s'agit d'un diachronisme ou d'un épaissement des assises sous-jacentes.

Ces différentes séries ont aussi des caractéristiques communes :

- Absence ou réduction des sédiments liasiques.
- Bathonien terminal sous faciès dolomitique.
- Réduction d'épaisseur (quelques m) au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien.
- Une grande partie de l'Oxfordien inférieur et moyen n'est pas caractérisée.
- Les dépôts de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*) présentent des faciès conglomératiques.
- Dépôts de faciès et épaisseurs assez comparables à l'Oxfordien moyen.

Il n'y a donc pas de changement de faciès brutal entre l'extrémité E du Cheiron et la bordure N de l'unité des Baous, du Bathonien terminal à l'Oxfordien moyen. Avant et après cette période, les variations de faciès sont progressives entre les deux unités, individualisant à St-Jeannet un domaine de sédimentation particulier.

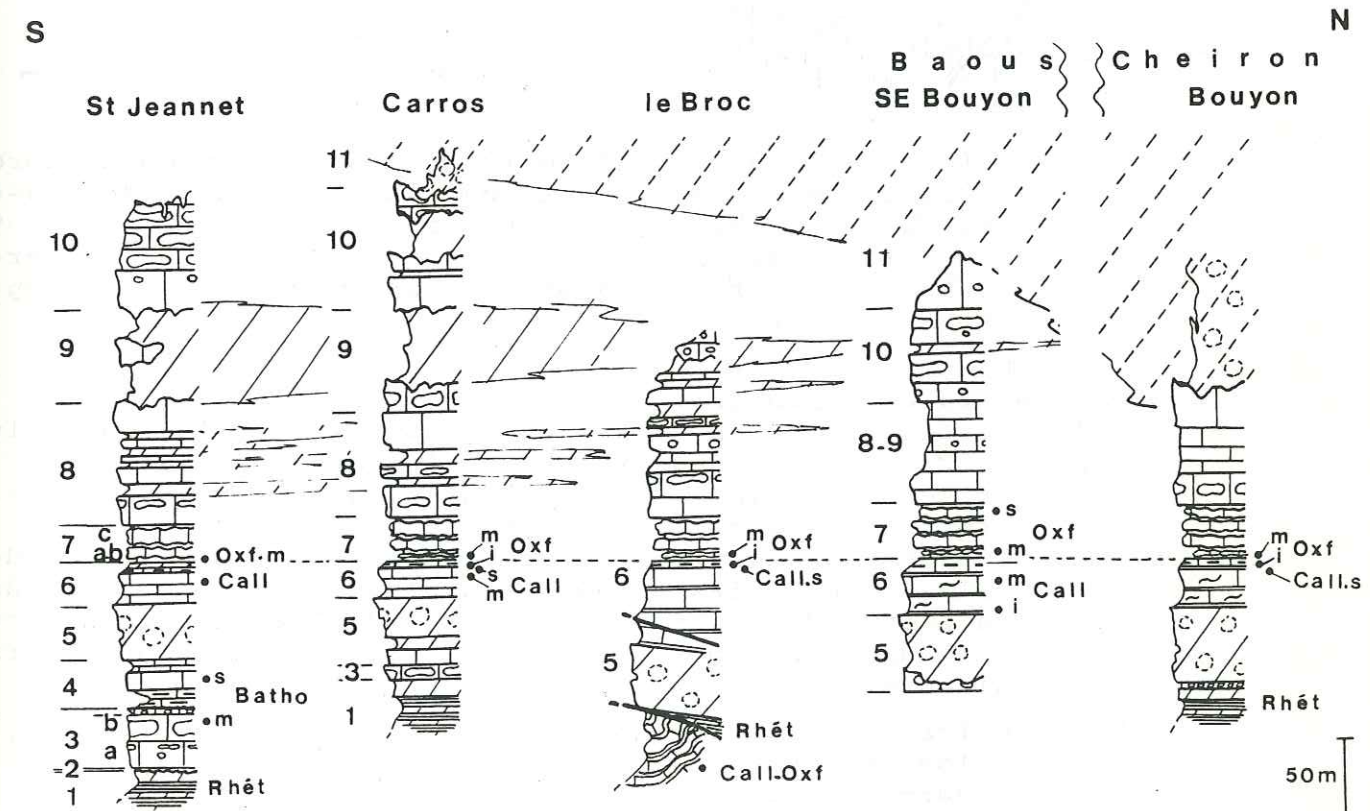


Fig.98 - Variations de faciès des séries jurassiques, reconstituées entre Bouyon (unité du Cheiron) et St-Jeannet (unité des Baous)

b) De St-Jeannet au pic de Courmettes (Fig.99)

Entre la vallée du Var et celle du Loup, les falaises jurassiques des Baous forment les reliefs dominant l'avant-pays de Grasse, Vence et Cannes. Ces escarpements limitent au S de hauts plateaux où l'érosion a dégagé les termes anciens des séries jurassiques sur de grandes étendues.

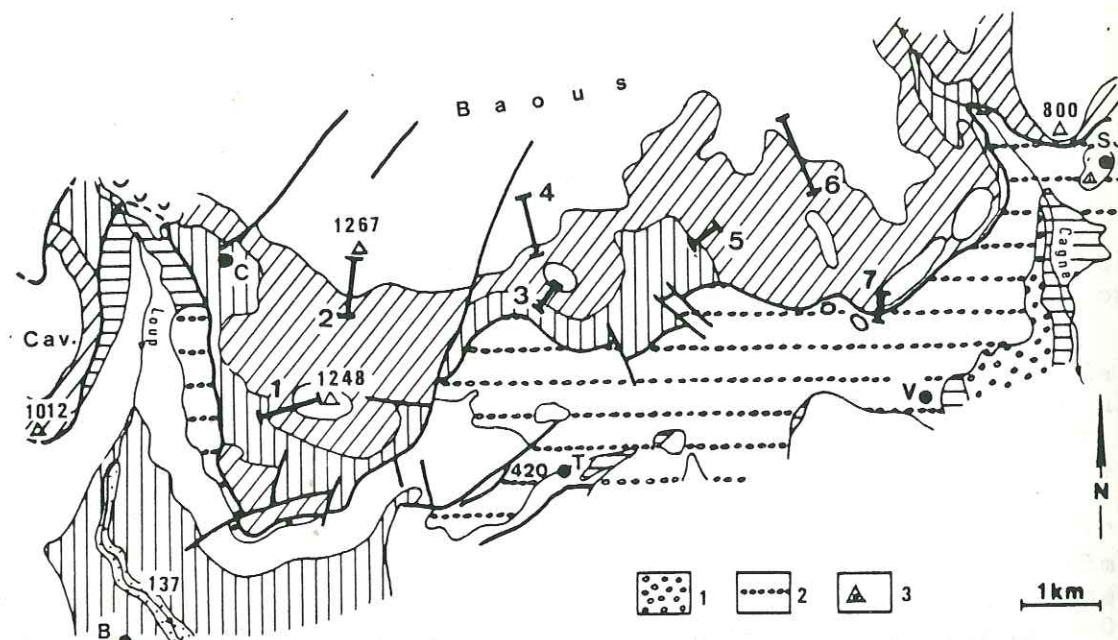


Fig.99 - Situation géologique et localisation des profils entre St-Jeannet et Courmettes (1-2 Courmettes, 3-4 Le Caire, 5 Malvan, 6 la Lubiane et col de Vence, 7 Vence - 1 Eocène, 2 Miocène, 3 Brèche de Carros - B Bars-Loup, C Courmettes, SJ St-Jeannet, T Tourettes-s-Loup, V Vence, Cav Cavillore)

- Barre et talus du Dogger

- 1 - Marnes, dolomies jaunâtres et calcaires gris-roux à lumachelles de lamellibranches (*Avicula*) du Rhétien. Au sommet, dolomies gris-beige à laminites (8 à 10 m), se débitant en parallélépipèdes.
- 2 - Surface ferruginisée (à Courmettes). Dans le vallon du Malvan, le faciès à laminites n'a pas été retrouvé, des calcaires dolomitiques et ferrugineux à entroques occupant une position comparable à celle de la croûte ferrugineuse.
- 3 - Calcaires bioclastiques à chailles (30 à 35 m) à l'E, dolomies débutant par un faciès très grossier à l'W (Courmettes).
- 4 - Calcaires violacés, calcaires et calcaires argileux, avec des passées bréchiques et des argiles vertes (dépression de 30 à 40 m).
- 5 - Dolomies et calcaires à gros grains (barre de 30 à 40 m).

- 6 - Calcaires régulièrement lités (45 m à Courmettes, 30 m au col de Vence), renfermant des ammonites du Callovien et de la base de l'Oxfordien (*Hecticoceras* sp., *Kosmoceras* sp., *Peltoceras* sp., *Peltoceratoides* sp.).

Comme à St-Jeannet, l'unité 4 correspond à un changement de sédimentation qui peut être précisé dans la vallée du Malvan (Fig.100). De bas en haut :

Sommet de 3 - Calcaires gris-beige en bancs à surfaces mamelonnées à chailles stratiformes peu épaisses. Sparite cimentant des oolithes, oncolithes, grains micritiques et entroques de même taille, fragmentés, entassés et compactés (stylolithes au contact entre les grains), miliolidés et agglutinants (le milieu de dépôt est peu profond et agité, infralittoral à intertidal).

4.a-Calcaires dolomitiques gris-roux (2 à 3 m), en rognons emballés de marnes dolomitiques roussâtres. Micrite et dolomicrite à texture vaguement stromatolithique, vides et réseau de craquelures orthogonales fossilisées par de la sparite (milieu inter à supratidal avec un certain confinement et des émergences temporaires).

b-Dolomies ferrugineuses roussâtres (1 à 2 m), enrobant des fragments de roches de quelques mm à plusieurs cm. Les lithoclastes sont variés :

- Sparite cimentant et encroûtant des éléments jointifs et calibrés de grande taille et variés (entroques, gastropodes, lamellibranches, oncolithes, grains micritiques et agrégats, miliolidés et nodosariidés). Ce microfaciès est comparable à celui du sommet de 3.
- Micrite et sparite liant des éléments jointifs et calibrés de petite taille et renfermant des grains de quartz. Le microfaciès rappelle celui de certains niveaux du Rhétien.

La matrice du conglomérat est une dolomicrite ferrugineuse où les éléments figurés sont flottants, peu nombreux et peu variés (entroques, oncolithes, grains micritiques), sans foraminifère, et riche en grains de quartz anguleux de 0,02 à 0,9 mm (milieu de sédimentation calme et restreint, où sont amenés des produits d'érosion de roches rhétiennes ou bathoniennes).

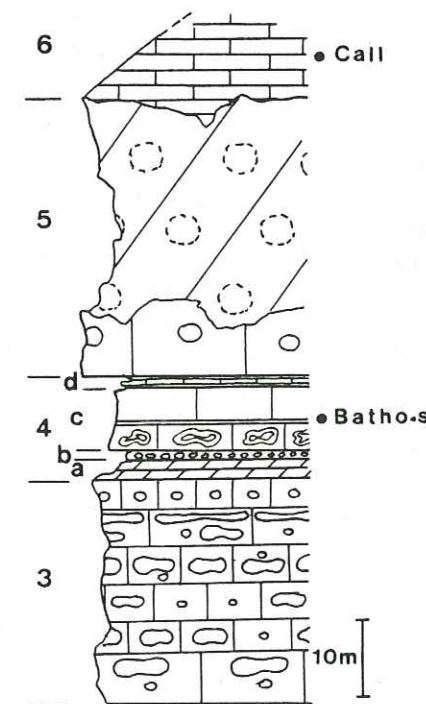


Fig.100 - Barres du Dogger dans le vallon du Malvan

- c-Calcaires à grains fins gris-beige (8 m). Micrite dont les vides sont remplis de sparite, ou d'un sédiment polarisé (micritique à la base de la cavité, sparitique au-dessus), renfermant des spongiaires, gastropodes échinodermes et de nombreux miliolidés, textularidés et lituolidés, *Nautiloculina* sp., *Meyendorffina bathonica*. A la base, quelques grains de quartz anguleux très fins (milieu franchement marin, calme à agité, peu profond, proche du littoral, au Bathonien supérieur).
- d-Calcaires et marnes (1 à 1,5 m). Micrite à réseau de craquelures orthogonales fossilisé par de la sparite, à éléments micritiques anguleux (brèche), gyrogonite de charophytes, valves dissociées d'ostracodes et rares miliolidés (?) (milieu de dépôt marin calme, avec des apports non marins et des émergences temporaires).
- 5 - Calcaires bioclastiques gris-beige (6 à 7 m), à la base d'une corniche de dolomies à gros grains. Micrite à pelletoides ou grains micritiques de grande taille, à algues (*Cayeuxia* sp.), spongiaires, gastropodes, lamel-libranches, échinodermes et foraminifères variés (*Pseudocyclamina* sp., *Nautiloculina* sp., *Meyendorffina* sp.?, miliolidés, textularidés et valvulinidés) (milieu agité, franchement marin mais peu ouvert avant le dépôt des calcaires à ammonites 6).

Il se produit au cours du Bathonien une diminution sensible de la profondeur, conduisant à des émergences localisées favorisant l'érosion des fonds. L'apport de quartz peut provenir d'un massif cristallin émergé à proximité, ou du remaniement de sédiments rhétiens (dans les régions de Carros et du Broc).

- Falaise du Jurassique supérieur

Entre le Pic de Courmettes et le Baou des Blancs, la succession est comparable à celle de St-Jeannet :

- 7.a-Calcaires conglomératiques (0,1 à 0,3 m), gris-jaunâtre, dolomitiques et ferrugineux, renfermant des faunes de l'Oxfordien moyen, zone à *Transversarium* (*Gregoryceras* sp., *Glochiceras* sp., *Euaspidoceras* sp., *Trimarginites* sp., *Ochetoceras* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* et des périsphinctidés).
- b-Calcaires rognoneux, calcaires argileux et calcaires lités (20 m), livrant des faunes de l'Oxfordien moyen et supérieur (*Paraspidoceras* sp.) en partie dolomitisés au Baou des Blancs.
- 8 - Calcaires lités (80 à 90 m), avec des accidents siliceux à la base et des dolomies brunes à grains fins interstratifiées à plusieurs niveaux. Quelques empreintes d'ammonites indéterminables (Oxfordien supérieur à Kimméridgien ?).
- 9 - Calcaires à chailles en gros bancs, renfermant des rhynchonelles près de la base (*Lacunosella trilobata* ? de la base du Portlandien).

Variations de faciès des séries jurassiques entre St-Jeannet et le pic de Courmettes (Fig.101)

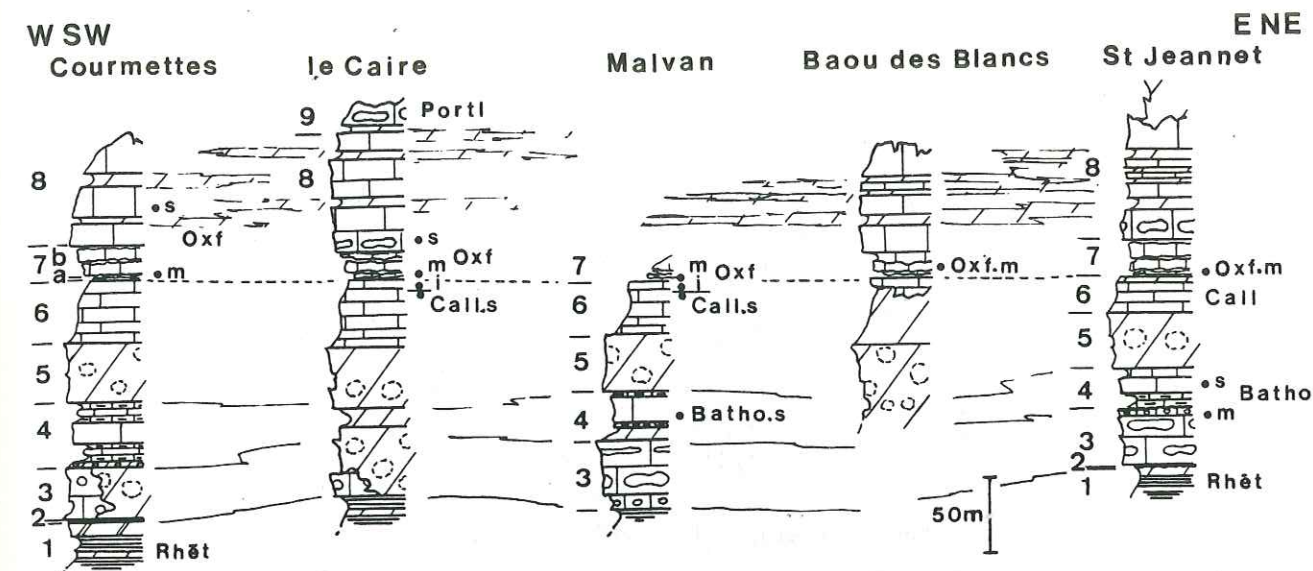


Fig.101 - Les séries jurassiques reconstituées en partie, entre la Cagne et le Loup (chaîne des Baous)

- Jusqu'au Bathonien moyen-supérieur (3), les variations de faciès sont prononcées :

- . Des stromatolithes à l'E et des dolomies au toit ferruginisé à l'W, recouvrent les sédiments rhétiens de faciès assez uniforme.
- . La dolomitisation se développe vers l'W au Bathonien moyen-supérieur.

- Après le Bathonien supérieur (4), les dépôts de même âge sont de faciès comparables, et les séries, réduites au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien, seraient incomplètes entre l'Oxfordien inférieur et moyen.

Une modification du dispositif sédimentaire a donc lieu au Bathonien supérieur, marquée par une ouverture plus nette sur le large océanique. La modification du dispositif est précédée d'émergences temporaires et d'une érosion de sédiments de natures et d'âges différents affleurant sur le fond.

- c) De Courmes au Baou de St-Jean (rive gauche de la moyenne vallée du Loup), et à Vescagne (entaille de la Cagne près de Courségoules) (Fig.102)

L'unité tabulaire des Baous, limitée à l'W par la vallée du Loup, est profondément creusée par la Cagne à Vescagne. Les conditions d'observations, assez favorables dans la trouée de Vescagne, sont mauvaises de Courmes à Bramafan (tectonique, ébou-

lis, végétation) et la base de la série n'affleure pas jusqu'à Cipières.

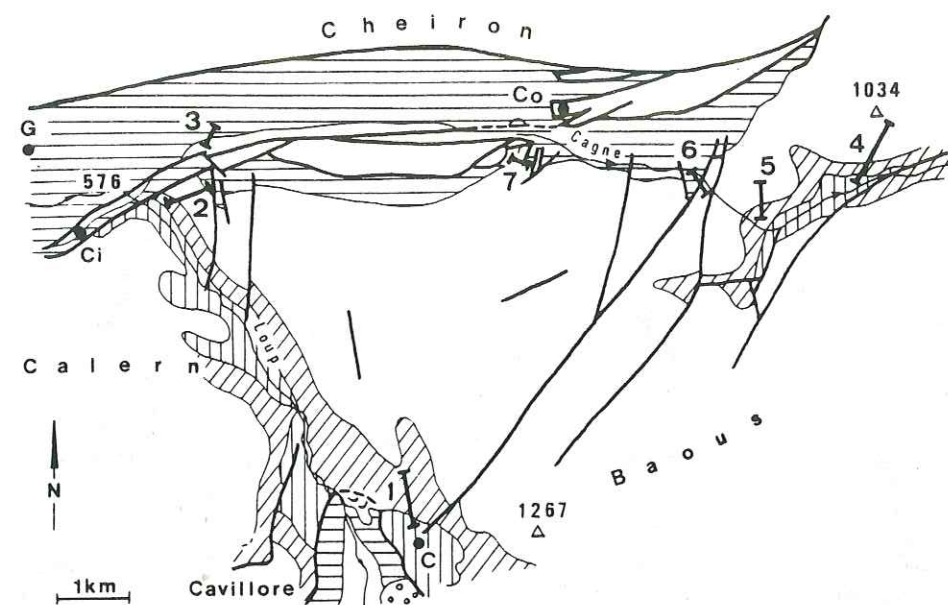


Fig.102 - Situation géologique et localisation des profils en rive gauche de la moyenne vallée du Loup et dans la trouée de la Cagne (1 Courmes, 2-3 Baou de St-Jean, 4-5-6 Vescagne, 7 Courségoules - C Courmes, Ci Cipières, Co Courségoules, G Gréolières)

Le Baou de St-Jean (Fig.103)

- Barre et talus du Dogger

Les affleurements les plus anciens sont des dolomies massives à gros grains et des calcaires bioclastiques (oolithes, oncolithes, gastropodes, échinodermes, spicules de spongiaires, trocholines, miliolidés et lituolidés, grains micritiques et agrégats, liés par une micrite bioturbée (terriers) dont les vides sont comblés par de la sparite). Le microfaciès est comparable à celui de l'unité 3 de St-Jeannet ou du Malvan ; l'unité 4, avec ses faciès indiquant l'émersion, n'est pas représentée (ou est de même faciès que l'unité 3 ?).

5 - Dolomies massives à gros grains (barre de 15 à 20 m).

6 - Calcaires et calcaires argileux gris (talus de 30 à 40 m), à cancellophycus, posidonomyes et filaments, renfermant à la base *Hecticoceras* sp. et des périssphinctidés du Callovien inférieur et moyen. Les derniers bancs, plus argileux, ont livré des faunes de la base de l'Oxfordien inférieur.

La série du Dogger présente donc des affinités plus étroites avec les séries de Bouyon ou de Bezaudun, qu'avec celles de Courmettes.

- Falaise du Jurassique supérieur

7.a-Calcaires rognoneux (0,3 à 0,5 m) et conglomérat glauconieux à faunes de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*).

b-Marnes et calcaires rognoneux (2 m) avec des faunes du même âge

c-Calcaires lités et calcaires argileux (25 m).

8 - Calcaires lités (falaise de 100 m), avec des chailles à la base, de rares intercalations de dolomies brunes à grains fins et des niveaux argilo-calcaires ou bioclastiques dans la moitié supérieure *Orthaspidoceras* sp. (Oxfordien supérieur ou Kimméridgien inférieur) à mi-hauteur de la falaise.

9 - Calcaires massifs (corniche de 70 à 80 m), riches en bioclastes et en chailles à la base, sans stratification (constructions ?) dans les cinquante derniers m.

10.a-Dolomies brunes à grains fins (10 m), puis calcaires micritiques en bancs minces et réguliers (30 à 40 m) avec des horizons de calcaires gris-fumé rappelant certains faciès purbeckiens.

b-Calcaires massifs (corniche de 40 m), beige clair, sparitiques et à gros grains, riches en bioclastes, ou micritiques et d'un blanc laiteux avec une intercalation de calcaires bréchiques à marnes vertes (5 à 10 m) de faciès purbeckien. Au-dessus, marno-calcaires du Crétacé inférieur.

Au Jurassique supérieur, les dolomies brunes interstratifiées sont peu fréquentes (comme en bordure N de l'unité des Baous à l'Adrech de Berdine), et une épaisse formation de calcaires lités parfois de faciès purbeckien recouvre la masse des calcaires construits (succession comparable à celle de Gréolières-les-Neiges dans l'unité du Cheiron).

Courmes (Fig.103)

1 - Marnes feuilletées et calcaires dolomicritiques à laminites (accumulations de grains de quartz de 0,02 à 0,1 mm et de débris végétaux en fines strates) attribués au Rhétien.

2 - Calcaires dolomitiques d'aspect conglomératique (quelques cm), renfermant des grains arrondis de micrite ferruginisée ou non, de dolosparite, et quelques grains de quartz.

3 - Calcaires bioclastiques et dolomies à grains (40 m) avec des chailles et des polypiers en petits massifs isolés au sommet. Le microfaciès est identique à celui des niveaux équivalents de St-Jeannet (abondance des bioclastes, oncolithes...).

4.a-Calcaires bioclastiques et dolomies rognoneux et rougeâtres (2 à 3 m), à oncolithes violacés et abondante macrofaune (pholadomyes, pectinidés, gastropodes, térébratules).

b-Calcaires bioclastiques, calcaires argileux et dolomies interstratifiées (30 m). Polypiers, bryozoaires, entroques, gastropodes, lamellibranches, oncolithes, algues

- (*Cayeuxia* sp.) et nombreux foraminifères agglutinants).
- b-Calcaires conglomératiques (3 m) au toit ferruginisé. Galets millimétriques ou de 1 à 2 cm, dans une micrite renfermant les mêmes bioclastes que précédemment.
 - d-Marnes violacées et calcaires rognoneux (0,3 m). Réseau de craquelures orthogonales dans une micrite à gastropodes et lituolidés.
- 5 - Calcaires et dolomies (15 à 20 m), renfermant *Meyendorffina bathonica*, *Nautiloculina* sp. et des miliolidés (Bathonien supérieur).
 - 6 - Des dolomies en petits bancs, très tectonisées sur cet affleurement, sont rapportées au Callovien (6 et 7, sur une coupe voisine, présentant la même succession qu'au Baou de St-Jean).

Les sédiments du Dogger recouvrent donc directement ceux du Rhétien sans que s'intercalent des dolomies à débit parallélipédique comme au Pic de Courmettes.

Les faciès d'émersion du Bathonien supérieur sont discrets (4d), et l'ensemble de la série s'est déposé en milieu marin franc ou parfois restreint, sans doute peu profond, mais pratiquement sans émersion.

Variations de faciès des séries jurassiques en rive gauche de la moyenne vallée du Loup (Fig.103)

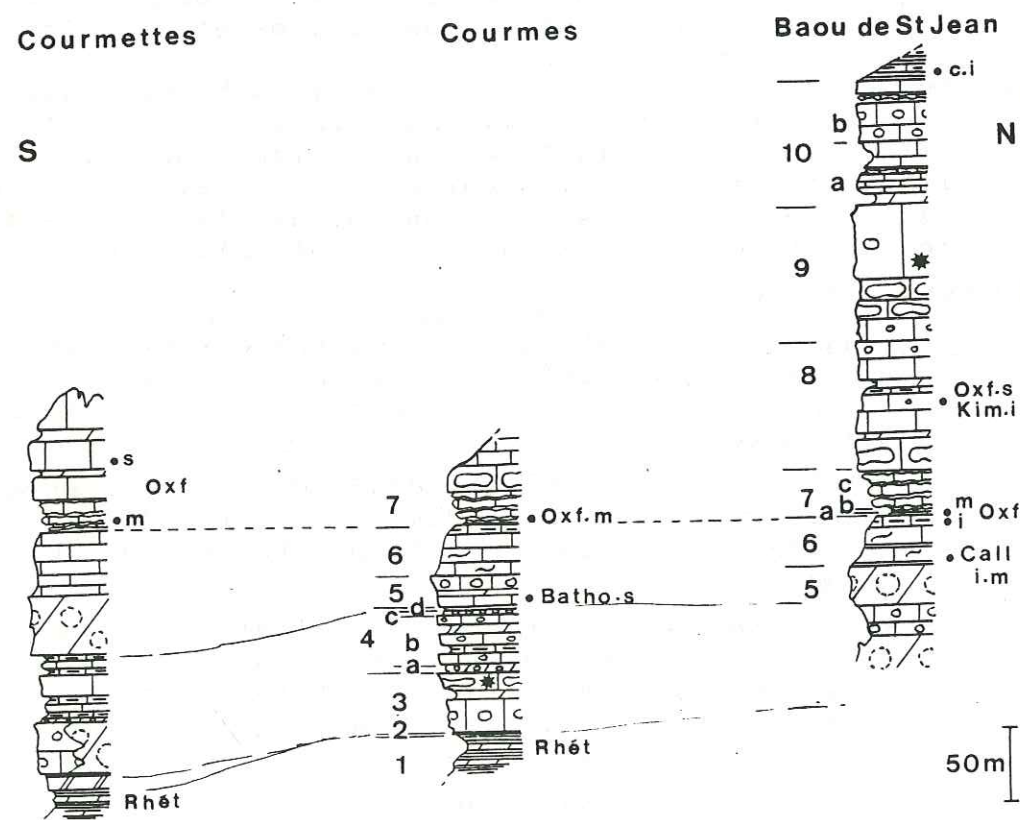


Fig.103 - Reconstitution des séries jurassiques en rive gauche de la moyenne vallée du Loup (bordure W de l'unité des Baous)

Au S de Courmes, la série présente des faciès particuliers :

- Dolomies à débit en parallélipèdes terminant le Rhétien.
- Calcaires à marnes vertes et faciès indiquant l'émersion au Bathonien supérieur.
- Sédiments calcaires au Callovien, réduction des marnes à l'Oxfordien.

A Courmes et au N :

- Dépôts du Dogger recouvrant directement les marnes rhétiennes.
- Faciès indiquant l'émersion au Bathonien supérieur, discrets à Courmes, absents au N ou remplacés par des faciès marins.
- Sédiments argilo-calcaires au Callovien, marneux et calcaires à l'Oxfordien.

Le bassin est donc bien différencié jusqu'au Bathonien supérieur et la région de Courmes y occupe une position "charnière" assez comparable à celle de Carros. Du Callovien à l'Oxfordien, le bassin est largement ouvert avec une sédimentation plus argileuse au N.

Vescagne

- Les dolomies bathoniennes (50 m) recouvrent directement les marnes, calcaires à *Avicula*, dolomies à laminites et lignites (autrefois exploitées) du Rhétien.

- La série présente une réduction au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien (3 m seulement); une grande partie de l'Oxfordien inférieur et moyen n'est pas caractérisée paléontologiquement.

- Un conglomérat glauconieux (sommet de la zone à *Plicatilis*, base de la zone à *Transversarium*), des marnes et des calcaires rognoneux (2 m), puis des calcaires et calcaires argileux (25 m) représentent l'Oxfordien moyen.

- Des calcaires lités (120 m), à chailles, dolomies brunes à grains fins interstratifiées, et des calcaires bioclastiques, se déposent à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien (?).

Jusqu'à ce moment, la série est comparable à celles du Cheiron (Bezaudun ou Bouyon), et aux séries septentrionales de l'unité des Baous (Adrech de Berdine, Baou de St-Jean ou le Broc). Ses affinités avec les séries affleurant entre St-Jeannet et Courmettes sont moins évidentes.

La falaise du Jurassique terminal présente la même succession qu'à Gilette au Pont de la Cerise. De bas en haut :

- Calcaires bioclastiques à chailles et dolomies blanches à gros grains (60 à 70 m).
- Calcaires blancs, massifs, à polypiers, bryozoaires et lamellibranches, avec des horizons bréchiques (30 m).
- Dolomies verdâtres (quelques cm), calcaires blancs lités, calcaires gris-fumé à laminites, marnes vertes, cailloux noirs et brèches rognoneuses, de faciès purbeckien (15 à 20 m).
- Croûte ferrugineuse et glauconieuse remplissant des perforations ou conservée dans des dépressions (ravinement de 1 à 2 m parfois), et scellée par les marnes noires du Crétacé inférieur.

d) Les domaines sédimentaires se succédant au Jurassique dans l'unité des Baous

- Opposition entre deux domaines au Bathonien

- Au S (entre Courmettes et St-Jeannet), un domaine à sédimentation épaisse et assez complète :
 - . Développement de calcaires à chailles au Bathonien moyen-supérieur sur les dépôts rhétiens.
 - . Faciès indiquant l'émersion au Bathonien supérieur.
 - . Dolomies granulaires au Bathonien supérieur-Callovien inférieur.
- Au N (entre le Baou de St-Jean et le Broc), un domaine de sédimentation réduite et très incomplète :
 - . Les dolomies granulaires, seules présentes, recouvrent directement les dépôts rhétiens.
- Entre ces deux domaines (régions de Courmes, Malvan et Carros) :
 - . Erosion des dépôts rhétiens et conglomérats au Bathonien supérieur avant l'élaboration des dolomies granulaires.

Le dispositif sédimentaire est diversifié et orienté SW-NE jusqu'au Bathonien supérieur, et scellé ensuite par les dolomies granulaires.

- Un seul domaine sédimentaire du Callovien à l'Oxfordien

- . Dépôts de faciès plus uniforme
- . Présence d'ammonites à tous les niveaux
- . Même réduction entre Callovien supérieur et Oxfordien moyen.
- . Vers le S, la sédimentation est toutefois plus calcaire, et des dolomies brunes se développent après l'Oxfordien moyen.

Le dispositif sédimentaire s'est simplifié, mais les séries méridionales présentent encore des faciès particuliers.

L'érosion de la plus grande partie des séries du Jurassique terminal ne permet pas de reconstituer un dispositif sédimentaire. Les séries orientales paraissent plus dolomitiques et les dépôts de faciès purbeckien (en partie érodés à l'E) s'intercalent au sein d'une formation vraisemblablement marine à l'W. Comme dans le Cheiron, l'existence d'un milieu marin plus ouvert à l'W est probable au Jurassique terminal et à la base du Crétacé.

e) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Barres et talus du Dogger :
 - . Barres : Bathonien (Bathonien supérieur au N) à Callovien inférieur, pas de sédiments liasiques conservés.
 - . Talus : Callovien à Oxfordien inférieur (base de la zone à Mariae).
- Falaise du Jurassique supérieur : Oxfordien moyen (zone à Transversarium) à Portlandien-Berriasien (?).
Pas de faciès terres noires.

Les types de formations

- Formations réduites : encroûtement au toit des sédiments rhétiens, dépôts du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur.
- Formations présentant des variations d'épaisseurs et de faciès : barres bathoniennes, dépôts postérieurs à l'Oxfordien moyen.
- Formations sans variation de faciès importante : dolomies granulaires du Bathonien supérieur-Callovien inférieur, assises du Callovien.

Les événements importants dans la sédimentation

- Déformation du substratum jusqu'au Bathonien.
- Emersions et érosions au Bathonien supérieur.
- Ouverture du bassin sur le large du Callovien à l'Oxfordien moyen, puis développement au S d'un domaine à sédimentation dolomitique jusqu'au Kimméridgien.
- Elaboration de faciès récifaux et régression au Jurassique.

f) Interprétation des séries jurassiques de l'unité des Baous

Les dépôts liasiques n'étant pas conservés, les sédiments bathoniens recouvrent les assises du Rhétien

- . Les dépôts rhétiens s'élaborent dans un estran aux eaux calmes (décantation argileuse), confinées (dolomies) et peu oxygénées (lignites). Situé en bordure d'un massif cristallin émergé (apport de quartz), cet estran communique d'une façon épisodique avec la mer (occupation des fonds par des lamelli-branches marins), et émerge localement (stromatolithes plissés et craquelés par dessiccation).
- . Ces conditions persistent jusqu'au Bathonien ; l'affaissement du substratum est très faible, et les sédiments liasiques, sans doute pelliculaires, sont rapidement détruits. A Courmettes cependant, les dolomies à débit en parallélépède couronnant sans discontinuités les dépôts rhétiens, pourraient représenter des sédiments liasiques piégés dans une dépression. Le dépôt de ces dolomies à laminites est interrompu par une croûte ferrugineuse fossilisant une surface de banc plane. Pendant l'arrêt de sédimentation, matérialisé par le dépôt ferrugineux, il se produit une altération chimique du fond (une dissolution ?).
- . Au Bathonien moyen-supérieur, une déformation du substratum individualise au S une aire orientée SW-NE, bordée au N par une zone haute sans sédiment depuis le Rhétien. Dans cette zone affaissée, l'environnement de dépôt est franchement marin et assez profond (crinoïdes, nodosariidés).
- . La déformation se stabilisant, le comblement conduit à une diminution de la profondeur (oncolithes), puis à des émergences localisées (sédiments craquelés, marnes vertes, charophytes). Au N, cet épisode correspond à une érosion des sédiments rhétiens affleurant sur la zone haute dont la morphologie évoque un plateau sous-marin.
- . Le substratum de tout ce domaine s'affaissant au Bathonien supérieur, le dispositif aire affaissée-plateau est scellé par le dépôt de dolomies de faciès et d'épaisseurs comparables sur de grandes étendues. Comme dans les régions voisines, le Bathonien terminal correspond donc à une modification importante du dispositif sédimentaire.

Ennoyage du bassin au Callovien et développement au S d'un domaine à sédimentation dolomitique

- Comme dans les régions voisines, les ammonites sont partout présentes dès le Callovien inférieur, et les dépôts sont réduits au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien.
- L'Oxfordien inférieur, sous faciès de marnes noires dans le Mt-Vial, puis de calcaires argileux dans l'Estéron et le Cheiron, est ici représenté par des calcaires feuilletés et des dolomies brunes à grains fins au S. La variation latérale des faciès, progressivement plus carbonatés et de milieu plus confiné au S, pourrait résulter de l'éloignement du large océanique situé au N.
- La même polarité sédimentaire s'observe à partir de l'Oxfordien moyen : au S de l'unité des Baous, les dolomies brunes interstratifiées sont nettement plus fréquentes qu'au N où elles apparaissent seulement à l'Oxfordien supérieur ; dans le Cheiron, elles ne sont pas présentes avant le Kimméridgien, et la série du Mt-Vial n'est pas affectée par ce type de dolomitisation.
- Après une "lacune" importante (presque totalité de l'Oxfordien inférieur et base de l'Oxfordien moyen), le dispositif sédimentaire n'est donc pas modifié. Il se produit seulement un élargissement vers le N du domaine à sédimentation dolomitique au cours du Jurassique supérieur.
- La "lacune", mise en évidence uniquement par les faunes, ne se traduit pas dans les séries par une surface durcie. Les sédiments changent de faciès à l'Oxfordien moyen (développement des spongiaires, retour massif des ammonoïdés), et on n'observe pas de remaniement du substratum, pas d'érosion, pas de discordance ou de condensation de faunes.

Des calcaires de faciès récifal, associés comme dans le Cheiron à des dolomies blanches saccharoïdes, puis de faciès purbeckien se développent au Jurassique terminal (Portlandien-Berriasien?)

g) Conclusions

Le fait essentiel est la formation d'une aire subsidente en bordure S de l'unité des Baous. Orientée SW-NE, c'est une aire de sédimentation particulière, avec des émergences, et des dépôts très souvent dolomitiques. Active jusqu'au Bathonien supérieur, elle est moins nette par la suite.

B - L'AUDIBERGUE ET CAUSSOLS

a) La Montagne de l'Audibergue et son prolongement de Calern

L'ensemble jurassique de Calern, plissé et redressé au N parallèlement au Cheiron, est tabulaire au S où il chevauche les terrains crétacés de l'unité de Caussols (Fig.104). Le contact anormal étant partout masqué par des éboulis, la base de la série ne peut être observée. Sur le plateau, l'érosion a dégagé les ter-

mes anciens de la série soumis à une intense dissolution karstique sur de grandes étendues (C. ROUSSET 1968).

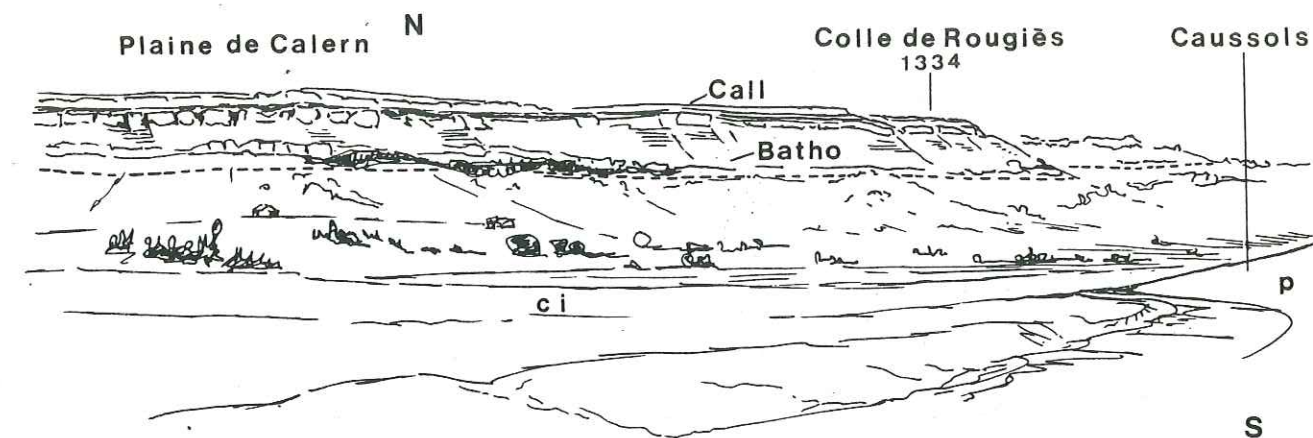


Fig.104 - Morphologie jurassique à Caussols et Calern

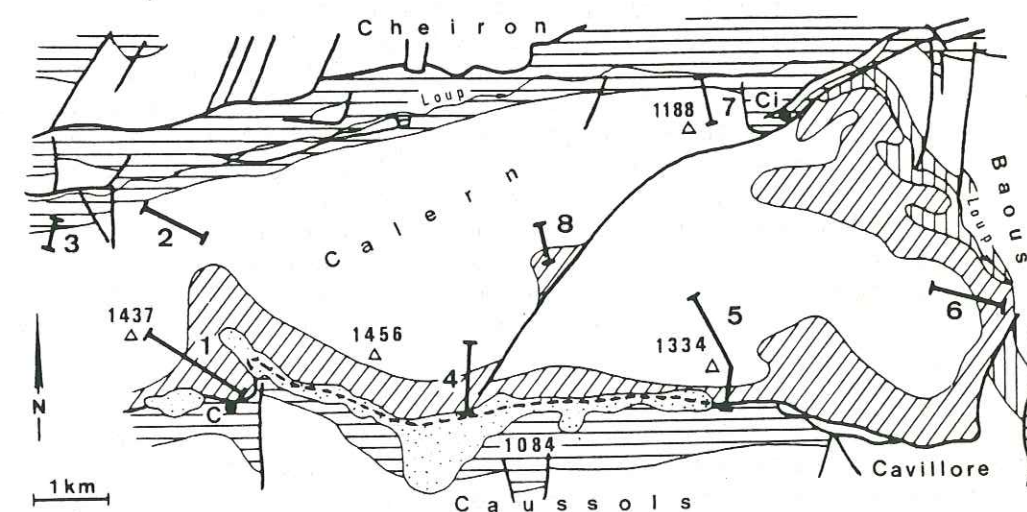


Fig.105 - Situation géologique et localisation des profils dans la Mtgne de l'Audibergue et Calern, d'après la carte géologique Nice Pl-St-Louis au 1/80000 modifiée. (1 à 3 Canaux, 4 Calern, 5 Colle de Rougiès, 6 Bramafan, 7 Cipières, 8 Vaumeiane - C Canaux, Ci Cipières)

Entre Canaux, à l'extrémité orientale de la Mtgne de l'Audibergue, et Bramafan en rive droite de la moyenne vallée du Loup, les séries sont formées d'unités de même âge qu'au Baou de St-Jean (Fig.106) :

- Barres et talus du Dogger

- 4 - A l'E, sédiments peu épais (?) et uniformément dolomitiques se terminant par des dolomies granulaires en corniche (5).

5 - A l'W, sédiments épais (env. 100 m) et de faciès variés, avec de bas en haut :

- . Calcaires micritiques gris-beige à polypiers, lamellibranches, grains micritiques, oolithes, oncolithes.
- . Calcaires violacés à oncolithes entassés.
- . Calcaires argileux gris-jaunâtre, en bancs rognoneux, calcaires dolomitiques à grains fins en bancs minces, calcaires à oncolithes et polypiers.
- . Dolomies à grains fins et calcaires à gastropodes et à terriers remplis de sable calcaire et de sparite.
- . Dolomies granulaires et calcaires bioclastiques en corniche (5).

Les dolomies granulaires, partout présentes, occupent dans la série une position comparable à celle de l'unité 5 des Baous (Bathonien terminal à Callovien inférieur). Les assises sous-jacentes, avec des faciès indiquant des milieux marins assez profonds (micrites à polypiers) ou presque émergés (oncolithes, terriers ouverts), doivent représenter l'unité 4, caractérisée dans les Baous par des émergences.

- 6 - Calcaires gris-beige, en bancs épais séparés par des interbancs de calcaires feuilletés, à posidonomyes, cancellophycus, et renfermant partout dès la base des faunes du Callovien (*Reineckia* sp., *Hecticoceras* sp.). Au sommet, quelques mètres de calcaires en plaquettes ont livré *Hecticoceras* sp., *Kosmoceras* sp., *Rursiceras* sp., *Quenstedtoceras* gr. *lamberti* et *Peltoceratoïdes* sp., indiquant le Callovien supérieur (zones à *Athleta* et *Lamberti*) et de la base de l'Oxfordien.

Réduite (30 à 40 m) et entièrement calcaire à l'E, la formation callovienne s'épaissit progressivement vers l'W (80 m) tandis que des dolomies brunes à grains fins s'intercalent à la partie inférieure (au Callovien inférieur et moyen).

- Falaise du Jurassique supérieur

Les formations calloviennes et oxfordiennes, sous le même faciès de calcaires lités, sont difficiles à séparer, comprises dans un talus apparemment sans coupure. Les mêmes unités que dans les Baous peuvent cependant être encore reconnues :

- 7.a-Calcaires rognoneux gris-jaunâtre, marneux, dolomitiques et glauconieux (0 à 1 m). Sur le toit du dernier banc, discrètement ferruginisé, *Ochetoceras* sp., *Trimarginites* sp., *Taramelliceras* sp., *Cardioceras* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Gregoryceras* sp. et périsphinctidés de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*, sous-zone à *Parandieri*).

b-Marnes enrobant des rognons calcaires (1 à 2 m).

c-Calcaires et calcaires argileux (20 m), renfermant des faunes de l'Oxfordien moyen.

D'E en W, l'épaisseur de la formation varie peu (20 à 25 m), le faciès est homogène (calcaires micritiques à spongiaires), et fait nouveau, 7a ne présente plus son faciès conglomératique habituel (caractéristique dans l'unité des Baous,

du Cheiron, près de Roquestéron...).

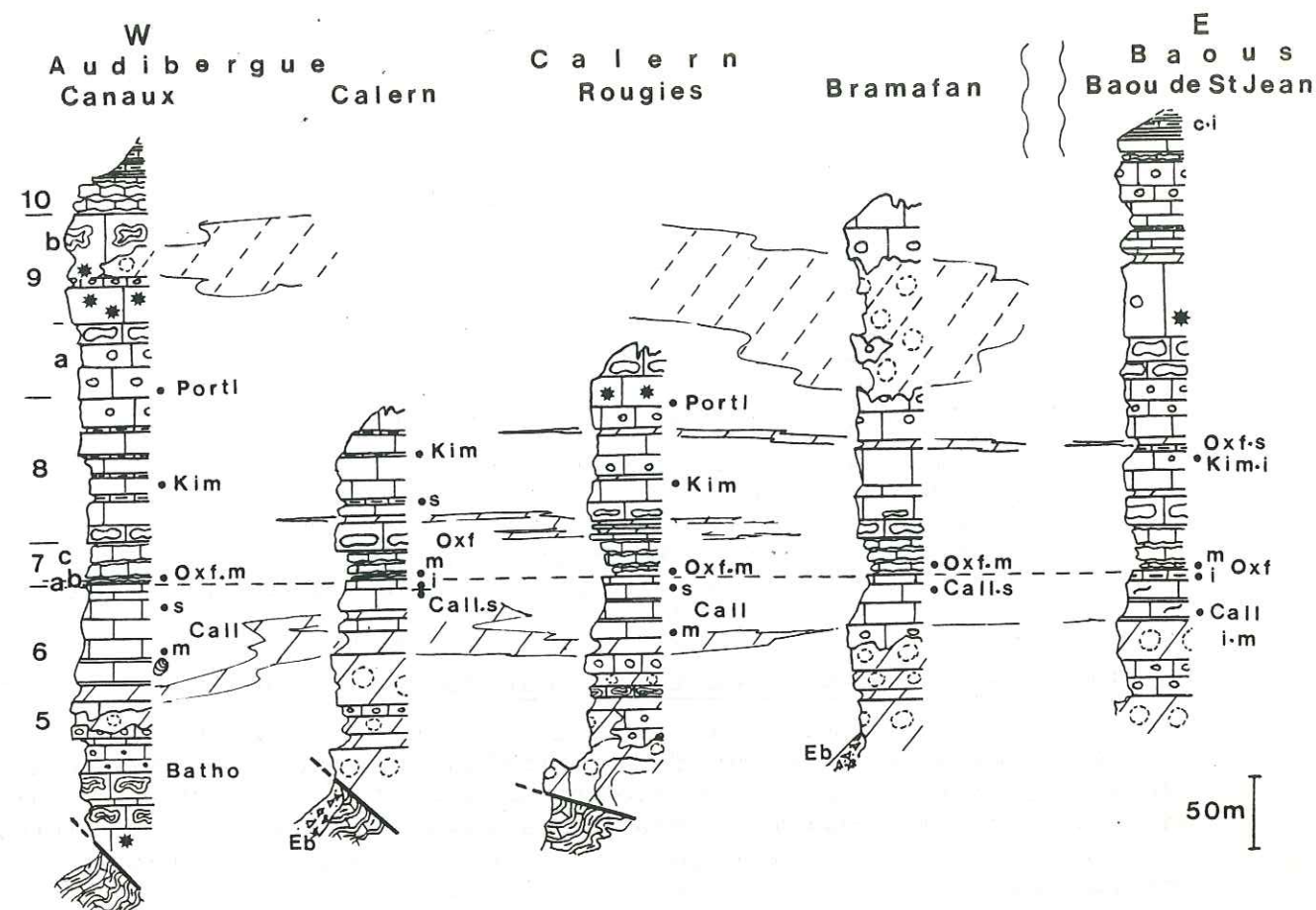


Fig.106 - Les séries jurassiques reconstituées dans l'unité de Calern (prolongement oriental de la Mtgne de l'Audibergue)

- 8 - Calcaires lités avec des chailles à la base, des niveaux argilo-calcaires, des dolomies brunes à grains fins interstratifiées et des calcaires bioclastiques au sommet *Sowerbyceras* sp., *Taramelliceras* sp., *Euaspidoceras* sp. et *Ataxioceras* sp. (Oxfordien supérieur et Kimméridgien). La formation, dont l'épaisseur varie peu (100 m), est entièrement calcaire à l'W, les dolomies interstratifiées se développant à différents niveaux vers l'E. Certaines couches dolomitiques ont une extension géographique non négligeable : entre le Baou de St-Jean, Bramafan et la Colle de Rougiès, la même couche dolomitisée s'intercale entre des calcaires à grains fins et des calcaires bioclastiques. Les ammonites sont aussi plus fréquentes à l'W.

- 9.a-Calcaires micritiques beiges, à chailles, riches en bioclastes, polypiers, lamellibranches, térébratules, rares

ammonites de grande taille, affleurant en bancs massifs. A la base, nombreuses rhynchonelles (*Lacunosella trilobata*) indiquant la base du Portlandien. En partie dolomitisée à l'E (Cipières et Bramafan), la formation (40 à 50 m) est calcaire à l'W.

b-Calcaires micritiques d'un blanc laiteux, sans stratification, renfermant des térébratules, algues, lamellibranches, gastropodes, entroques et petits polypiers parfois regroupés en massifs ; intercalations de calcaires crinoïdiens finement stratifiés ; corniche de calcaires à gros oncolithes et birds-eyes à la partie supérieure. Des dolomies blanches saccharoïdes, discrètes à Canaux, envahissent la formation à Bramafan où les calcaires blancs subsistent en chicots.

La formation est d'épaisseur uniforme (80 à 100 m), avec les édifices récifaux et les sables résultant de leur destruction conservés à l'W, les dolomies se développant à l'E. Ce dispositif rappelle celui du Cheiron.

10 - Calcaires blancs régulièrement lités (env. 20 m), parfois rognoneux ou feuilletés, avec des intercalations de calcaires brun-fumé, de marnes vertes et de brèches (faciès purbeckien), recouverts par des marnes noires à miches de calcaires roux du Crétacé inférieur.

b) L'unité de Caussols et le plateau de Cavilllore

L'ensemble jurassique de Caussols est monoclinale, chevauchant vers le S les unités frontales de l'arc de Castellane dont les reliefs adoucis dominent Grasse. Au revers N de l'unité de Caussols, l'érosion a dégagé les termes anciens de la série, et une dissolution karstique incisive a découpé les dolomies et calcaires blancs (Plaine de Rochers, Gouffre de l'Embut...).

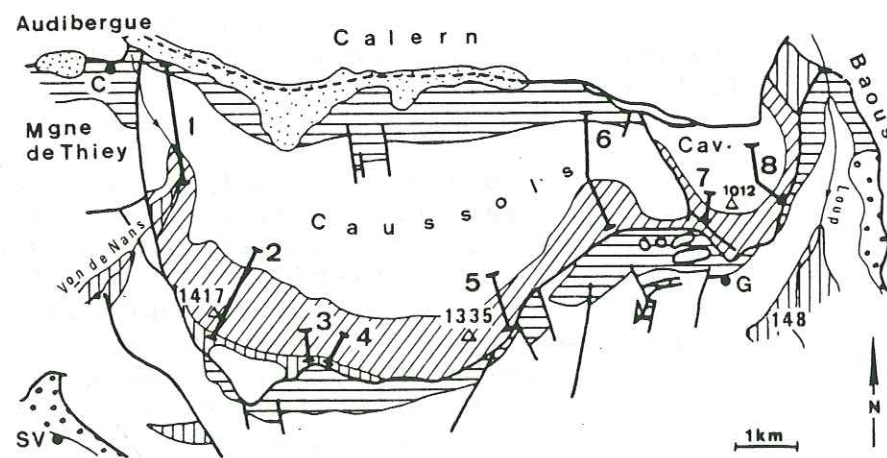


Fig.107 - Situation géologique et localisation des profils dans l'unité de Caussols et le plateau de Cavilllore (1 Vallon de Nans, 2 Colle des Maçons, 3-4 Col du Clapier, 5 Ht-Montet, 6 D12 de Gourdon à Caussols, 7-8 Cavilllore-C Canaux, G Gourdon, SV St Vallier-de-Thiey)

A l'E, le plateau de Cavilllore, éperon au rebord abrupt dominant les Gorges du Loup, est isolé de Caussols par un important accident.

A la base de la série, la succession varie rapidement d'W en E (Fig.108).

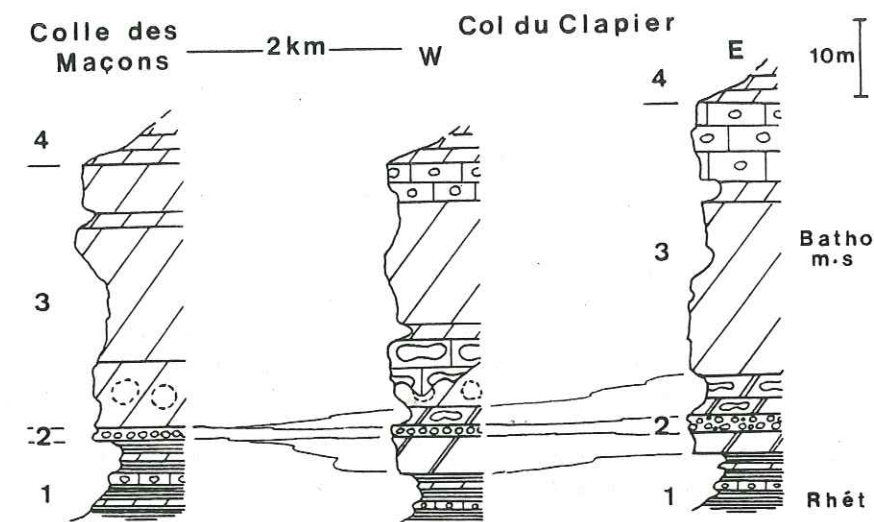


Fig.108 - La base de la série jurassique de Caussols entre le Château de la Malle et le vallon de Nans : développement des dolomies "en parallélépipèdes" vers l'E.

A la Colle des Maçons :

- 1 - Marnes jaunâtres renfermant des bancs de dolomies rous-sâtres à laminites, de calcaires gris feuilletés et de calcaires bioclastiques gris-roux à lamellibranches (*Avicula*).
- 2 - Calcaires dolomitiques ocres ou rouge-brique (1,5 à 2 m), de faciès conglomératique. Les éléments (1 à 2 mm), de couleur rouille, sont régulièrement stratifiés.
- 3 - Dolomies grises à très gros grains (corniche de 30 m).

A l'W du Col du Clapier :

- 1 - Marnes et calcaires roux à lamellibranches.
- Dolomies gris beige (5 m) à débit en parallélépipède, très finement litées (laminites), couronnant sans discontinuité les niveaux sous-jacents.
- 2 - Dolomies renfermant des couches conglomératiques (2 à 3 m).
- 3 - Dolomies et calcaires bioclastiques à chailles, à la partie inférieure de la corniche.

A l'E du Col du Clapier

La coupe est semblable à la précédente, mais les horizons conglomératiques (2) sont recouverts par une dolomie à chailles se débitant en parallélépipèdes.

Au-dessus du Rhétien (1), les attributions stratigraphiques sont effectuées, en l'absence d'élément de datation, par comparaison avec les régions voisines :

- Les dolomies à laminites et débit en parallélépipèdes (sommet de 1) rappellent celles du Pic de Courmettes (une partie du Lias ?).
- Les calcaires à chailles (3) occupent la même position que les dépôts du Bathonien moyen-supérieur des Baous.
- Le conglomérat (2) sépare donc des faciès d'âge différent à la Colle des Maçons ; il pourrait représenter le Lias et le Bajocien. Au Col du Clapier, ce conglomérat s'intercale au sein du même faciès (dolomies "en parallélépipèdes") ; la sédimentation apparaît alors continue entre ce faciès et les dolomies et calcaires à chailles bathoniens.

Au-dessus, la série de Caussols est comparable à celle de Calern (Fig.109) :

- 4 - Calcaires bioclastiques beiges (30 à 50 m à l'W), à oncolithes, lamellibranches et brachiopodes, calcaires argileux jaunâtres en bancs rognoneux, et dolomies brunes à grains fins régulièrement litées. Oncolithes violacés accumulés à divers niveaux, surfaces ferruginisées à la partie médiane. Cette unité représente le Bathonien supérieur (*Meyendorffina bathonica*).
- 5 - Dolomies granulaires et calcaires bioclastiques à oncolithes (30 à 40 m), occupant dans la série la même position que l'unité 5 des Baous attribuée au Bathonien terminal et à la base du Callovien.
- 6 - Calcaires lités en bancs épais (50 m) renfermant des posidonomyes et des faunes du Callovien inférieur et moyen (*Reineckeia* sp., *Hecticoceras* sp. et divers périsphinctidés). Dans les derniers mètres, calcaires feuilletés discrètement glauconieux et rognoneux, livrant des ammonites du Callovien supérieur (*Hecticoceras* sp., *Paraspidoceras* sp., *Rursiceras* sp., *Peltoceras* sp., *Kosmoceras* gr. *duncani* et *K. gr. spinosum*), puis de la base de l'Oxfordien (*Peltoceras* sp. et *Properisphinctes bernensis*).

Comme dans l'unité de Calern, des dolomies brunes à grains fins s'intercalent partout à la base jusqu'au Callovien moyen.

- 7 - Au Cavillore, les dépôts de l'Oxfordien présentent la même succession qu'à Calern :
 - a-Calcaires rognoneux gris-jaunâtre (0,3 m), glauconieux, avec des cavités remplies de calcite.
 - b-Marnes dolomitiques jaunâtres (0,2 m) livrant *Ochetoceras* sp., *Taramelliceras* sp., *Sowerbyceras* sp. et de nombreux périsphinctidés (Oxfordien moyen).
 - c-Calcaires et calcaires argileux beiges (20 à 30 m) renfermant des phylloceratidés.

A l'E de Caussols (Rte de Gourdon à Caussols), 7a et 7b présentent la même coupe qu'au Cavillore, et des faunes du même âge : *Euaspidoceras* sp., *Taramelliceras* sp.,

Sowerbyceras sp., *Trimarginites* sp., *Ochetoceras* sp., *Glochiceras* sp., de nombreux périsphinctidés et *Cardioceras tenuiserratum* (zone à *Transversarium*, sous-zone à *Parandieri*).

7c, moins argileux, est réduit (10 à 15 m).

A l'W de Caussols (Colle des Maçons et vallon de Nans), 7a et 7b sont représentés par une vingtaine de cm de calcaires rognoneux, ferrugineux et glauconieux, gris-verdâtre ou roussâtre, pauvres en fossiles (bélemnites et quelques ammonites), plaqués sur les calcaires de la base de l'Oxfordien.

7c est presque entièrement calcaire.

A l'Oxfordien moyen, l'apport détritique est donc moins important vers l'W dans des sédiments pauvres en fossiles. A l'opposé, les ammonites sont nombreuses à l'E de Caussols et au Cavillore, dans des dépôts nettement plus argileux.

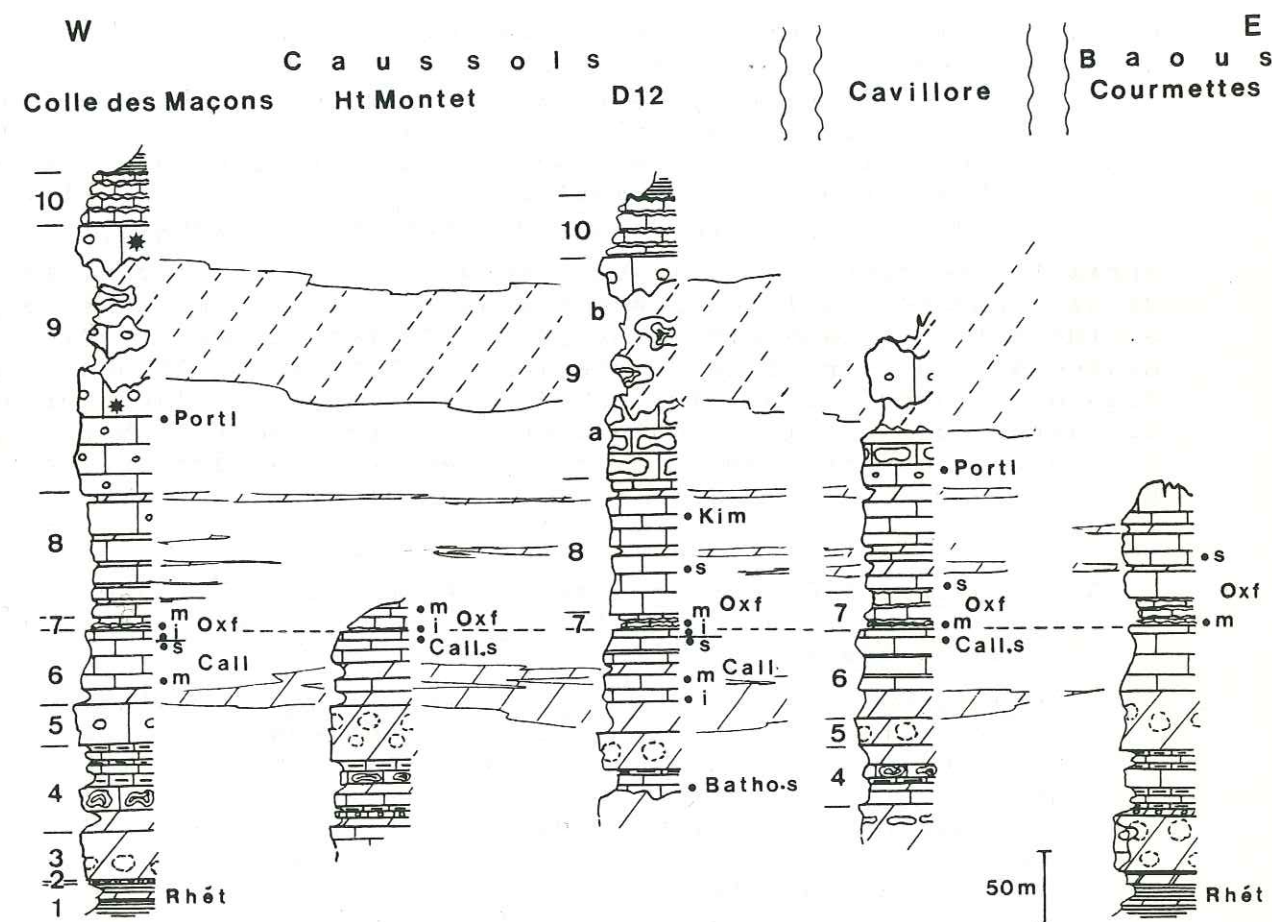


Fig.109 - Les séries jurassiques reconstituées dans l'unité de Caussols et au plateau de Cavillore

Au Jurassique terminal, les différents faciès ont des extensions géographiques plus larges :

- 8 - Calcaires lités beiges (talus de 100 m), micritiques, avec des horizons bioclastiques et des dolomies brunes à grains fins interstratifiées. Dans la moitié supérieure, nombreuses ammonites de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien.
- 9.a-Calcaires beige-clair (corniche de 60 m), localement à chailles, en bancs massifs, plus graveleux et dolomitiques à la partie inférieure. Rhynchonelles (*Lacunosella trilobata*) indiquant la base du Portlandien.
- b-Dolomies blanches saccharoïdes (talus de 80 à 100 m), en affleurements ruiniformes où des calcaires micritiques d'un blanc laiteux, parfois à chailles, sont conservés en flots. Au sommet, corniche de calcaires blancs (20 m env.) avec des niveaux sparitiques à grains, de gros organismes (lamellibranches, gastropodes, algues et polypiers massifs), des passées microbrèchiques ou oolithiques et des birds-eyes.
- 10 - Calcaires blancs lités, parfois rognoneux (40 m), à cailloux noirs, marnes vertes et brèches calcaires, de faciès purbeckien. Localement au toit du dernier banc, remplissages sparitiques et brèches calcaires dont les éléments sont tronqués par une surface d'usure encroûtée de façon discontinue par un matériel ferrugineux, et fossilisée par les marno-calcaires du Crétacé inférieur.

Après l'Oxfordien moyen, la dolomitisation a donc partout le même développement dans les séries de Caussols, y compris dans la partie occidentale. Il faut alors envisager l'existence dans la région de Grasse d'un domaine à sédimentation magnésienne, s'étendant épisodiquement jusqu'à Caussols, mais n'atteignant pas l'Audibergue et la partie occidentale de Calern où les dépôts sont élaborés en milieu plus ouvert (ammonites présentes jusqu'au Jurassique terminal).

c) Les domaines sédimentaires se succédant au Jurassique dans les unités de Calern et Caussols. Rapports avec les unités du Cheiron et des Baous

- . Un domaine peu profond et peu ouvert jusqu'au Callovien
L'aire affaissée qui apparaît au S de l'unité des Baous se prolonge vers l'W à Caussols et le NW en bordure méridionale de Calern.
- Au Bathonien supérieur, des émergences sont probables, et la dolomitisation, générale au Bathonien terminal, persiste au Callovien inférieur et moyen.
- Les dolomies calloviennes s'élaborent dans un domaine peu ouvert, bordé au N (Cheiron) et à l'E (Baous), par un domaine marin franc aux dépôts calcaires riches en ammonites.
- . Un domaine plus franchement marin du Callovien moyen à l'Oxfordien, avec, comme dans les Baous et le Cheiron, des sédiments de faciès assez comparables à la même époque et présentant :
 - Une réduction au Callovien supérieur et la base de l'Oxfordien.

- Une "lacune" entre l'Oxfordien inférieur et moyen.
- De nombreuses ammonites à l'Oxfordien moyen, sauf dans les sédiments plus calcaires qui s'élaborent à l'W de Caussols.

. Deux domaines de sédimentation, calcaire et dolomitique, au Jurassique terminal :

- Les dolomies brunes à grains fins, interstratifiées dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien, sont moins fréquentes à l'W de Calern où le milieu de dépôt est plus favorable à la vie des ammonites. La sédimentation dolomitique est à cette époque nettement localisée au S des Baous et de Caussols, s'étendant parfois en direction du Cheiron et de l'Audibergue qu'elle atteint rarement.
- Les dolomies blanches saccharoïdes sont également moins développées à l'W de Calern, l'ouverture sur le large persistant jusqu'au Portlandien. Le domaine de sédimentation dolomitique s'élargit à cette époque, englobant une grande partie du Cheiron, les Baous, Calern et Caussols. Le large doit se situer au N (dépôts fins à calpionelles de Roquestéron), avec des communications entre les flots construits à l'W (calcaires bioclastiques à polypiers et ammonites de l'Audibergue).

Dans cette partie du bassin, le dispositif sédimentaire est assez semblable au Bathonien supérieur et au Jurassique terminal : un plateau très peu profond, parfois émergé, est occupé par des constructions biologiques et des dépôts dolomitiques granulaires. Entre ces deux périodes, le bassin est plus profond et largement ouvert, bordé au S (Callovien inférieur à moyen) par des lagunes où s'élaborent des dolomies à grains fins ; ces lagunes s'élargissent vers l'E à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien.

d) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Barres et talus du Dogger :
 - . Barres : Bathonien à Callovien inférieur ; absence ou réduction des sédiments liasiques.
 - . Talus : Callovien à Oxfordien basal.
- Falaise du Jurassique supérieur : Oxfordien moyen (zone à Transversarium) à Portlandien (Berriásien au sommet ?).

Les types de formation

- Formations réduites ou discontinues : dolomies "en parallélipèdes" anté-bathonniennes (liasiques ?), et conglomérat. Dépôts du Callovien supérieur et de la base de l'Oxfordien.
- Formations présentant des variations de faciès ou d'épaisseur : barres bathoniennes et falaises du Jurassique supérieur.
- Formations sans variations de faciès importantes : talus callovien et dépôts de faciès purbeckien.

Les événements importants dans la sédimentation

- Erosion anté-bathonnienne des sédiments rhétiens et liasiques (?).
- Un domaine à sédimentation dolomitique se développe au S jusqu'au Callovien moyen.

- Ce domaine confiné se déplace à l'E de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien.
- Elaboration de faciès périrécifaux et régression au Jurassique terminal.

e) Interprétation des séries jurassiques de l'Audibergue et de Caussols

Pour l'essentiel, la sédimentation évolue de façon comparable dans les séries de Caussols, de l'Audibergue et des Baous, mais quelques faits nouveaux méritent d'être retenus.

Les dolomies "hettangiennes"

- . Dans les séries de Caussols, les sédiments conglomératiques à la base des assises du Dogger, recouvrent les dépôts du Rhétien de faciès très différent. Le conglomérat peut être considéré comme un faciès de "transgression" marquant une reprise des dépôts et une érosion, après une importante lacune (tout le Lias et le Bajocien).
- . Mais le conglomérat s'intercale parfois au sein de dolomies à laminites se débitant en parallélépipedes. Il ne s'agit plus d'un faciès détritique lié à une transgression, mais plutôt d'une accumulation de produits d'érosion remaniés (les éléments du conglomérat sont calibrés et stratifiés), perturbant momentanément l'élaboration en eaux calmes de ces dolomies à laminites.
- . Recouvrant sans discontinuité apparente les dépôts du Rhétien, les dolomies "en parallélépipedes" (dolomies à laminites) pourraient être liasiques, au moins à la base ? Le passage aux sédiments bathoniens correspondant à un simple changement de faciès, ces dolomies pourraient aussi être en partie bajociennes ?
- . En résumé, cette région n'a pas été constamment dépourvue de sédiments entre le Rhétien et le Bathonien. Les dolomies à laminites, fréquemment attribuées à l'Hettangien (faciès provençal d'A. LANQUINE), pourraient bien représenter une période de sédimentation beaucoup plus longue. Il n'est pas possible, à partir de l'observation de ces affleurements, de préciser si cette sédimentation est continue. L'absence de dépôt au Lias moyen-supérieur, généralement admise par les différents auteurs, ne peut être démontrée.

Un domaine de lagunes à sédimentation dolomitique s'établit au Callovien. D'extension modeste à partir du Callovien moyen, il s'étale largement à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien

- . Des dolomies brunes à grains fins, en bancs régulièrement lités, sont interstratifiées dans les calcaires du Callovien inférieur. Les couches magnésiennes, absentes à cette époque dans les séries du Cheiron (au N) et des Baous (à l'E), ont pu s'élaborer dans des lagunes isolées, ou en bordure d'un domaine aux eaux confinées situé plus au S. Le large océanique n'est pas très éloigné et les eaux franchement marines envahissent parfois ces lagunes (interstratification dolomies-calcaires à ammonites).
- . A partir du Callovien moyen, les dolomies sont absentes ; cette partie du bassin est pour la première fois au Jurassique, largement soumise aux influences océaniques (ammonites

à tous les niveaux, filaments, spongiaires...), et plus profonde.

- . A l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien, les lagunes à dépôts dolomitiques s'installent à nouveau à Caussols et à l'E de Calern, n'atteignant pas l'Audibergue et le Cheiron.
- . Comme au Callovien, le domaine marin confiné paraît plutôt localisé au S, mais il s'étend plus largement au NE en direction des Baous.

Le large océanique, suivant ce schéma, doit être situé au NW, ce qui est en accord avec la présence de faunes d'ammonoidés dans l'Audibergue jusqu'au Portlandien.

f) Conclusions

Un domaine de sédimentation assez particulier s'individualise dans les régions de Caussols et de Calern ; l'affaissement du substratum est important, en particulier au Bathonien, les sédiments présentent le plus souvent des faciès dolomitiques, et la sédimentation liasique y serait en partie conservée.

Au N de ce domaine, les dépôts liasiques sont réduits ou ne sont pas conservés, les assises bathoniennes, peu épaisses, paraissent "transgressives", et les dolomies se développent plutôt au Jurassique terminal.

Il s'agit donc d'un domaine de dépôt nouveau, limité au N par les unités de Caussols, de Calern et des Baous.

3) LE BASSIN JURASSIQUE ENTRE L'ESTERON ET LE PAYS GRASSOIS.
CONCLUSIONS

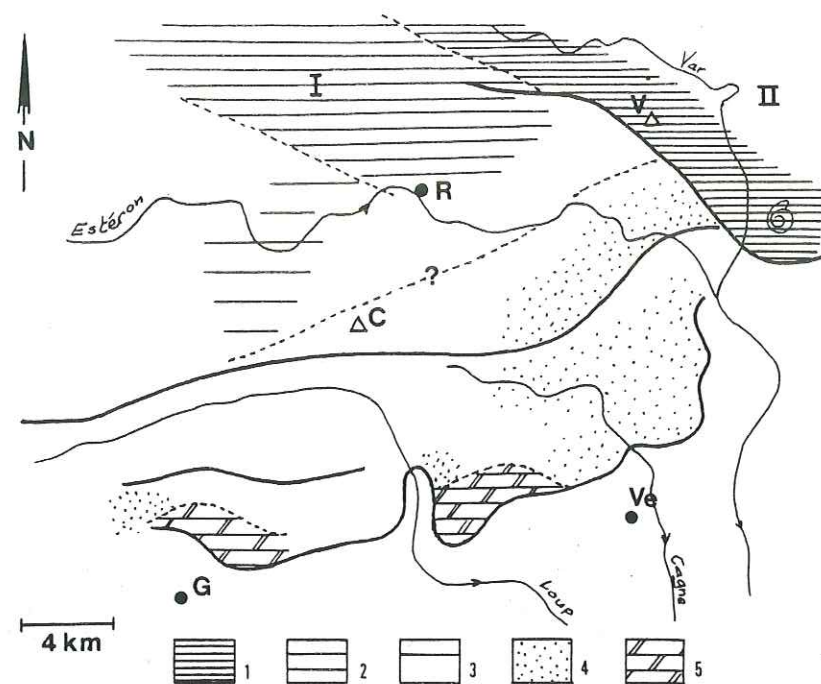
Difficulté à reconstituer la structure du bassin avant le Bathonien

- . Les structures mises en place au Lias (ride du Gourdan et sillon du Vial, orientés NW-SE), ne se prolongent pas dans cette région.

La ride du Gourdan "butte" au SE contre un domaine dépourvu de sédiments liasiques, orienté SW-NE à E-W et bordé au S par l'aire de dépôt des dolomies "en parallélépipedes". Cette direction correspond-elle à une structure liasique ?

- . Les déplacements récents compliquent aussi la reconstitution du bassin : les relations entre le sillon du Vial et le domaine dépourvu de sédiments liasiques montrent dès à présent qu'un rapprochement important peut être envisagé entre les deux domaines.

Fig.110 - Le bassin au Lias (1 Série liasique, 2 Série liasique réduite = Hettangien, 3 Rhétien ou Hettangien, 4 Pas de sédiments conservés, 5 Dolomies en parallélépipedes - I Ride du Gourdan, II Sillon du Vial - C Cheiron, G Grasse, R Roquestéron, V Mt-Vial, Ve Vence)



La sédimentation bathonienne est influencée par des structures orientées E-W

. L'âge du substratum des dépôts bathoniens (Fig.111) fait apparaître plusieurs domaines :

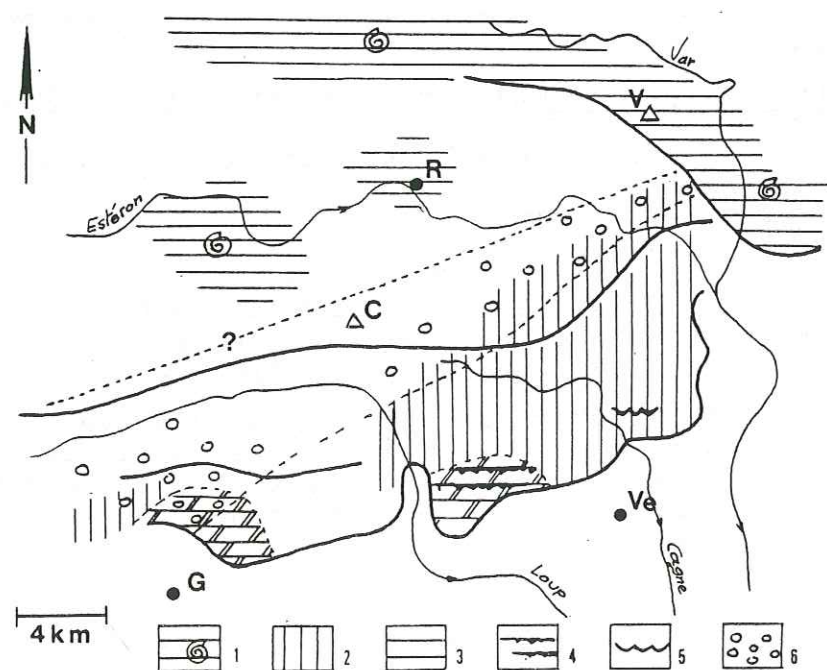


Fig.111 - Age et faciès du substratum des dépôts bathoniens (1 Calcaires à ammonites bajociens, 2 Argilo-dolomitiques rhétiens, 3 Dolomies parallélépipédiques, 4 Surface durcie, 5 Emersion, 6 Conglomérat)

- Au N, un domaine subsident assez profond où la sédimentation est continue et le substratum formé par des calcaires à chailles bajociens.
- Au S, une zone haute où les dépôts rhétiens, localement émergés, ne sont pas recouverts avant le Bathonien supérieur.

Entre ces deux domaines, suivant une direction SW-NE à E-W, les conglomérats sont fréquents à la base des séries bathoniennes. La répartition géographique du conglomérat, entre deux domaines de dépôt distincts (profond au N, superficiel au S), apparaît assez clairement liée à la paléogéographie.

Les sédiments bathoniens scellent ce dispositif sédimentaire (Fig.112) et la distribution géographique des faciès et épaisseurs fait apparaître trois domaines de dépôt :

- Au N, un domaine de bassin assez profond et ouvert où la subsidence est modérée.
- Au S, une aire très peu profonde au substratum affaissé.
- Entre ces deux domaines, un plateau sous-marin assez peu subsident, peu profond, occupé par des constructions biologiques et propice à la dolomitisation.

Le dispositif s'accroît au Bathonien supérieur et le contraste des épaisseurs pourrait être dû à une flexure (ou une faille) séparant l'aire affaissée méridionale du plateau sous-marin du Cheiron.

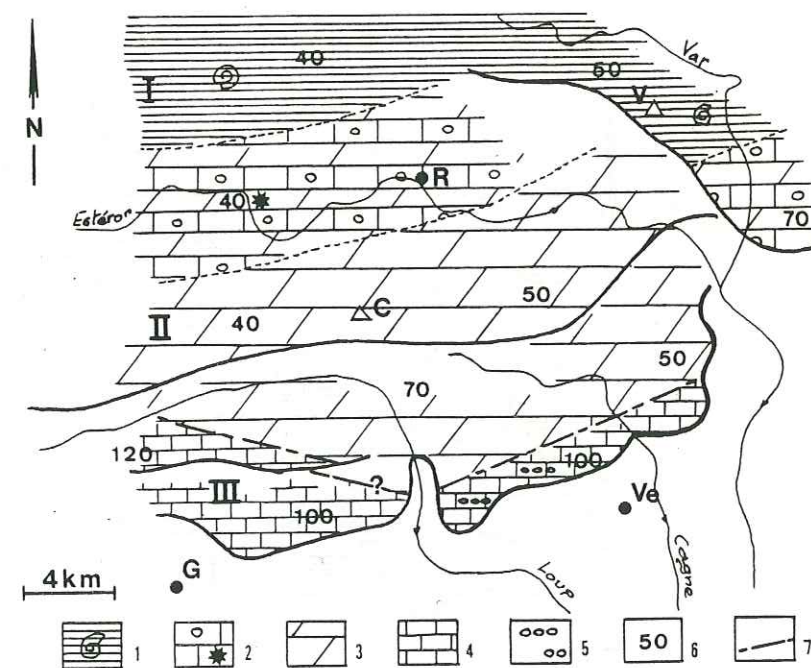


Fig.112 - Le bassin au Bathonien (1 Calcaires à ammonites, 2 Calcaires bioclastiques à polypiers, 3 Dolomies, 4 Calcaires et marnes, 5 Conglomérat, 6 Epaisseur du Bathonien, 7 Faille ? - I Bassin, II Plateau, III Aire subsidente méridionale)

Comme au Lias, le dispositif sédimentaire mis en place au Bathonien est modifié par la tectonique récente. Le rapprochement entre les séries bathoniennes du Mt-Vial et celles de l'extrémité orientale de l'arc de Castellane paraît cependant moins important qu'en considérant les séries du Lias-Bajocien, l'existence d'une tectonique anté-bathonienne pourrait être envisagée.

Les domaines de dépôt, mis en place au Bathonien, persistent jusqu'au Jurassique terminal (Fig.113).

- Au N, les sédiments calloviens sont épais et argilo-calcaires, l'Oxfordien inférieur est sous faciès de terres noires, des calcaires et marnes de faciès grumeleux "bréchique" représentant l'Oxfordien moyen.
 - Au S, une partie des dépôts calloviens est dolomitique, l'Oxfordien inférieur est représenté par des calcaires et des dolomies, les dépôts de l'Oxfordien moyen sont réduits et calcaires.
 - Entre ces deux domaines, les sédiments sont de même faciès et d'épaisseur comparable au Callovien (calcaires à cancellophycus), à l'Oxfordien inférieur (argilo-calcaires feuilletés), et à l'Oxfordien moyen (faciès grumeleux).
- Du Callovien à l'Oxfordien, le bassin est ouvert au N. Sa bordure méridionale, peu subsidente à l'Oxfordien, se comporte comme une zone haute, le même domaine s'affaissant au Bathonien. La présence d'une flexure ou d'une faille isolant cette partie du bassin se confirme.

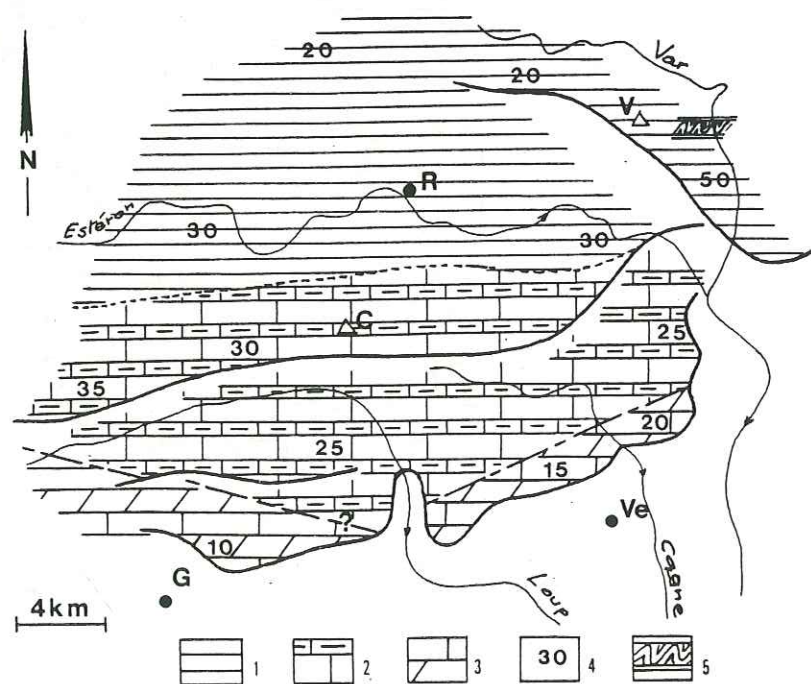


Fig.113 - Le bassin au Callovien et à l'Oxfordien (1 Terres noires, 2 Calcaires et calcaires argileux, 3 Dolomies et calcaires, 4 Epaisseur (faciès grumeleux oxfordien), 5 Faisceaux contournés oxfordiens)

Au Kimméridgien, les ammonites sont fréquentes à l'W, la partie orientale du bassin étant occupée par des estrans à sédimentation dolomitique (Fig.114).

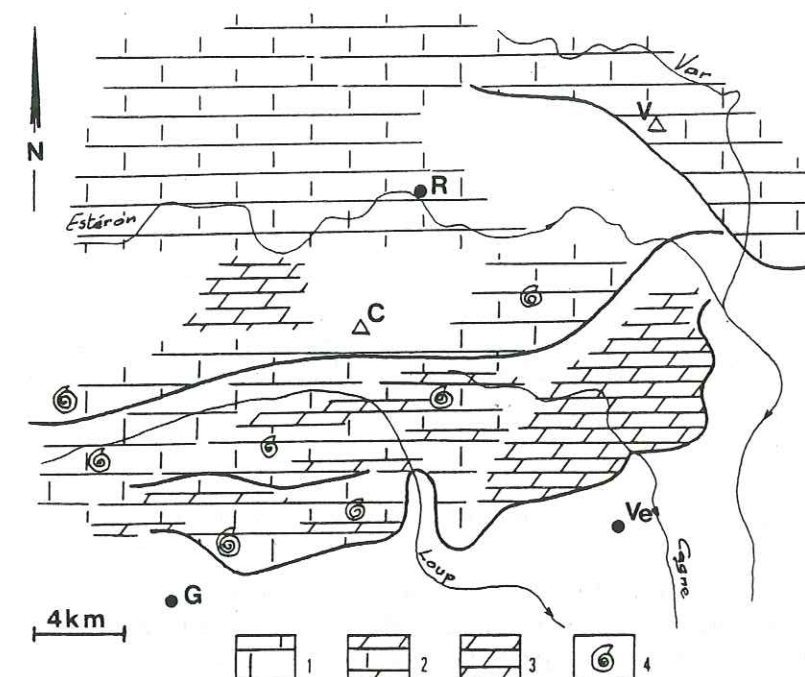
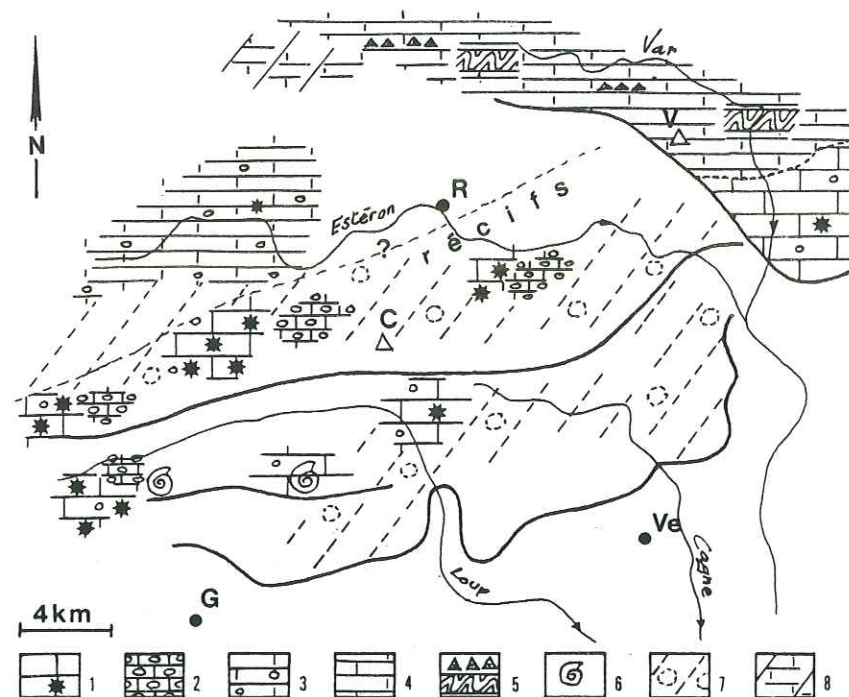


Fig.114 - Le bassin est ouvert à l'W au Kimméridgien (1 Séries calcaires, 2 Couches dolomitiques rares dans les séries, 3 Couches dolomitiques très fréquentes, 4 Céphalopodes nombreux)

Au Portlandien-Berriasien (Fig.115), les édifices construits et les sables bioclastiques résultant de leur érosion partielle s'alignent suivant une direction SW-NE à E-W. Au N de ces récifs, l'affaissement du substratum est modéré, les dépôts sont boueux et la sédimentation continue du Jurassique au Crétacé, en milieu marin profond ; au S, la subsidence est importante, des dolomies granulaires s'élaborent à l'abri des constructions, les dépôts sont discontinus et des émergences ont lieu à la fin du Jurassique.

Fig.115 - Le bassin à la fin du Jurassique et au début du Crétacé (1 Constructions, 2 Produit de démantèlement des édifices construits, 3 Boues à calpionelles et bioclastes, 4 Boues de faciès bassin, 5 Brèche resédimentation, Faisceaux contournés, 6 Ammonites portlandiennes, 7 Dolomies granulaires blanches, 8 Calcaires et dolomies)



En résumé, la sédimentation jurassique dans cette région est directement influencée par la structure du bassin :

- Avant le Bathonien, une subsidence différentielle individualise deux aires affaissées (au N et au S), séparées par une zone haute. La profondeur est faible sur la plus grande partie du territoire, sauf au N où le bassin est ouvert sur la région Barrot-Argentera.
- Après le Bathonien, le dispositif sédimentaire se simplifie : un domaine septentrional ouvert, assez profond et peu subsident, est bordé par un domaine méridional très peu profond, peu ouvert, dont le substratum s'affaisse de façon importante après l'Oxfordien.

Durant tout le Jurassique, la polarité sédimentaire est S-N, et les déformations du substratum traduisent l'existence de failles E-W.

Quant aux déplacements post-jurassiques, ils paraissent plus importants que dans la région Barrot-Argentera.

CHAPITRE V

LE BASSIN D'ANTIBES (Autochtone des Maures)

Proposition d'un nouveau découpage stratigraphique, et comparaison de l'évolution de la sédimentation avec les autres parties du bassin.

- . Des dolomies en parallélépipèdes ("Hettangien de faciès varois") représenteraient le Lias-Bajocien (Cannes) ou une partie du Lias seulement (Grasse) ; elles s'élaborent à faible profondeur dans une aire subsidente, le bassin d'Antibes, séparée au N du plateau sous-marin du Cheiron et des Baous par une zone de flexuration E-W.
- . Des argilo-calcaires sont attribués au seul Bathonien. La subsidence différentielle persiste, avec un affaissement plus important vers Antibes. Les milieux sont plus franchement marins, l'accumulation sédimentaire maintenant une profondeur peu importante. La région d'Antibes émerge momentanément et reçoit les produits d'érosion d'une aire émergée méridionale.
- . Des dolomies "néo-jurassiques" représentent une partie du Dogger et le Malm. Leur formation à faible profondeur serait liée à un éloignement du large ou à un confinement à l'abri d'édifices construits. Le substratum s'affaisse dans son ensemble, avec un ralentissement possible entre Callovien et Oxfordien.
- . Les dépôts de faciès purbeckien, érodés après le Jurassique, ne montrent pas de modification sensible de ce dispositif sédimentaire.

SOMMAIRE

1 - L'arrière-pays de Grasse	214
a - Des Gorges du Loup à Grasse	215
b - De Grasse à St-Vallier-de-Thiery	219
c - Principaux résultats	226
d - Interprétation des séries jurassiques de l'arrière-pays de Grasse	227
e - Conclusions	229
2 - L'avant-pays de Grasse	229
a - Les dolomies liasiques en parallélépipèdes et la base du Dogger	230
b - Les argilo-calcaires du Dogger et la base des dolomies néojurassiques	238
c - Les dolomies néojurassiques	245
d - Les dépôts de faciès purbeckien	249
e - Principaux résultats	251
f - Interprétation des séries jurassiques de l'avant-pays de Grasse	252
g - Conclusions	253
3 - Le bassin jurassique entre Grasse et Antibes. Conclusions	253

Disposés en auréoles au NE du massif cristallophyllien du Tanneron, les séries sédimentaires paléozoïques et mésozoïques sont considérées comme autochtones entre Grasse et Antibes. Ces terrains ont été pénéplanés et les dépôts tertiaires recouvrent des sédiments du Crétacé au N (Vence), du Malm (Villeneuve-Loubet) et du Dogger au S (Vallauris). Dans les gorges du Loup, la discordance peut être observée sur quelques centaines de mètres : les dépôts miocènes fossilisent une surface d'érosion qui recoupe les assises du Néocomien au N, celles du "Purbeckien" puis du Malm au S.

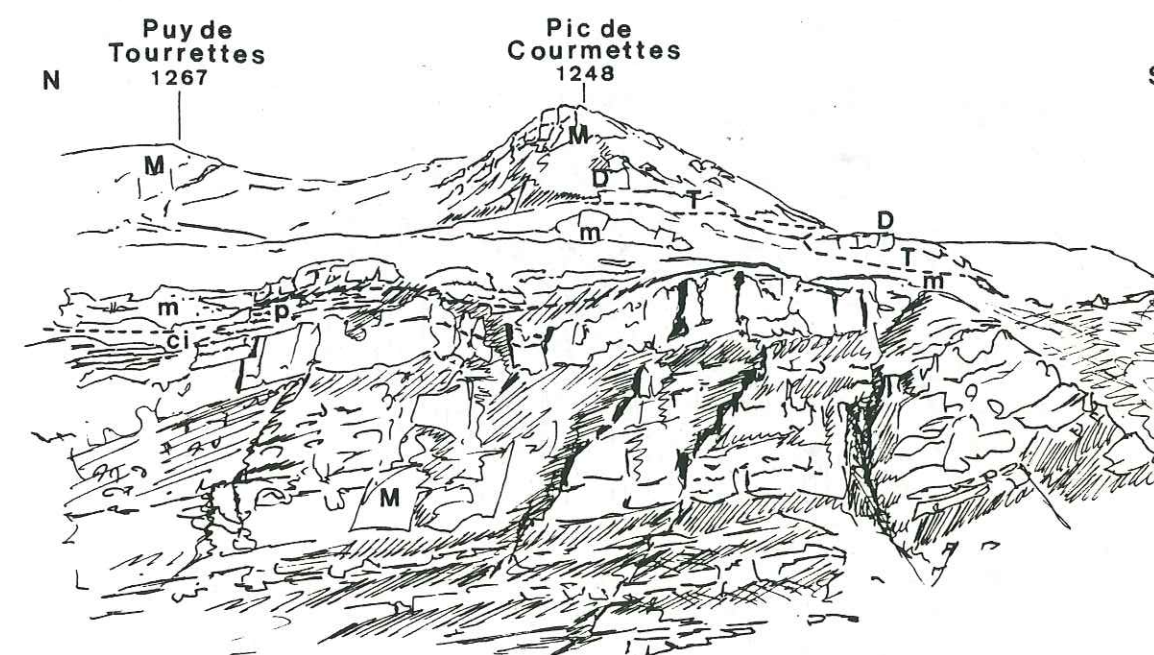


Fig.116 - Morphologie jurassique à l'entrée des Gorges du Loup

Les formations jurassiques, souvent tronquées, sont faillées suivant des directions N-S difficiles à suivre au sein des séries presque entièrement dolomitisées entre Grasse et Antibes ; une urbanisation intense et un couvert forestier épais sont aussi peu favorables à une étude stratigraphique détaillée.

Les conditions d'observation étant plus favorables dans l'arrière-pays grassois, dont les unités structurales sont en relation étroite avec l'Autochtone, j'ai regroupé l'étude de ces deux régions.

1) L'ARRIERE-PAYS DE GRASSE

Au S de l'unité de Caussols, entre les Gorges du Loup à l'E et St-Vallier-de-Thiery à l'W, les terrains jurassiques du front méridional de l'arc de Castellane forment des plateaux dont l'altitude décroît progressivement vers le S occupé par la dépression triasique bordant le Tanneron. Le relief, très accusé au sortir des Gorges du Loup (falaises de Gourdon), s'adoucit à l'W de Grasse (plateau de St-Vallier-de-Thiery) (Fig.117).

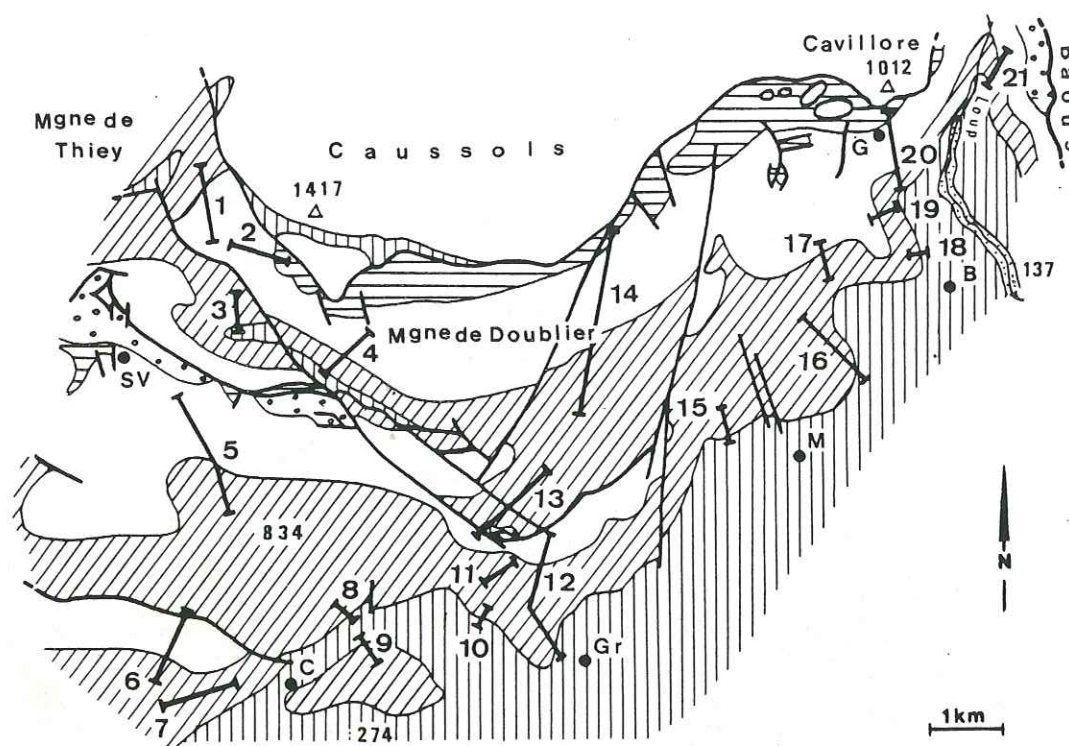


Fig.117 - Situation géologique et localisation des profils dans l'arrière-pays grassois (1-2 Col de Ferrier, 3-4 Mtgne de Doublier, 5 Lautéron, 6 à 9 Cabris, 10 à 12 Grasse, 13-14 Le Plan Pons, 15 Magagnosc, 16-17 La Sarée, 18-19 Bar-s-Loup, 20 Gourdon, 21 Pont-du-Loup - B Bar-s-Loup, C Cabris, G Gourdon, Gr Grasse, M Magagnosc, SV St-Vallier-de-Thiery)

Depuis A. GUEBHARD, dont les travaux en association avec W. KILIAN en 1902 ont été brièvement évoqués plus haut, la connaissance des séries jurassiques de cette région a peu évolué. Leurs descriptions lithologiques et paléontologiques demeurent, et je n'ai pu que constater leur exactitude. Tout au plus méritent-elles d'être réactualisées et calées sur l'échelle stratigraphique d'aujourd'hui. Comme C. TEMPIER (1972), il ne m'a pas été possible de revoir en détails plusieurs coupes de référence de ces auteurs, soit en raison d'une végétation récente (coupe du Lautéron), soit à cause d'une urbanisation envahissante (coupe de Roquevignon près de Grasse). Pour compléter mes schémas paléogéographiques dans ce secteur, j'ai donc été amené à utiliser les précieuses données de A. GUEBHARD et W. KILIAN.

a) Des Gorges du Loup à Grasse

La série jurassique est formée des mêmes unités morphologiques qu'à Caussols malgré une dolomitisation nettement plus développée.

- Barres et talus du Dogger (coupe du plateau de la Sarée), le long de la D3 et dans les carrières (Fig.118).

1 - Marnes renfermant des bancs de calcaires dolomitiques et de calcaires roux ; au sommet, calcaires feuilletés ocre à laminites.

2 - Dolomies à laminites gris jaunâtre (40 m), en bancs massifs, se débitant en parallélépipèdes. Bancs moins épais et séparés par des marnes verdâtres au sommet. Au toit de la formation, et recoupant les dolomies à laminites en oblique, croûte stromatolithique et ferruginisation assez discrètes.

3.a-Calcaires bioclastiques gris-beige à chailles (20 à 25 m), lamellibranches, térébratules et polypiers rameux. Micrite bioturbée avec des poches remplies de sparite (terriers), des brachiopodes, entroques, lamellibranches, gastropodes et bryozoaires, des spicules de spongiaires, oncolithes, nodosariidés, textularidés et miliolidés, mêlés à des grains micritiques jointifs et de tailles variées (packstones).

b-Calcaires bioclastiques à chailles jointives (env. 1,5 m). Le microfaciès est un grainstone dont les grains très fins sont de même nature qu'en 3a.

c-Calcaires bioclastiques à polypiers (20 m), pectinidés et entroques, riches en oncolithes à la partie supérieure. Le toit du dernier banc est formé par une accumulation d'oncolithes roux, la surface est ferruginisée et mamelonnée.

4.a-Marnes noires sableuses à végétaux ligneux (10 à 15 m), avec quelques bancs discontinus de calcaires bioclastiques roux. Dans les lavages, pyrite, quartz et muscovite, gyrogonite de charophytes, ostracodes, sclérites d'échinodermes, spicules, microscières et foraminifères (spirillines, marginulines, dentalines, nautiloculines, *Haplophragmium*...).

b-Calcaires bioclastiques et calcaires micritiques en res-sauts séparés par des calcaires argileux ocre (30 à 40 m).

- A la base, débris ligneux et quartz dans un packstone renfermant de rares rhynchonelles (*Burmishynchia mediterranea* nov.sp.).

- Quelques mètres au-dessus, *Burmishynchia turgida* Buckman et lumachelle de *Plagiostoma* sp., dans des packstones ou grainstones à polypiers, entroques, gastropodes, oolithes, oncolithes, trocholines, nautiloculines, miliolidés nombreux, rares nodosariidés et *Meyendorffina bathonica*.

- A la partie médiane, mudstones et wackestones à charophytes et ostracodes, présentant un réseau de craquelures orthogonales fossilisé par de la sparite et des cavités à remplissage polarisé (sédiment d'ori-

gine vadose).

- Dans les derniers bancs calcaires, en partie dolomitisés, nombreuses *Burmihynchia decorata* (Schlotheim) Kiliani nov. subsp.

- 5 - Dolomies massives à gros grains (barre de 10 à 15 m).
- 6 - Dolomies brunes à grains fins, puis calcaires lités et dolomies (40 à 50 m). Le microfaciès des calcaires est une micrite dépourvue d'éléments figurés à rares nodosariidés. Perisphinctidés et *Hecticoceras* sp. à la partie médiane.

Les différentes unités ont le même âge que dans les Baous ou à Caussols : (1) est attribué au Rhétien, (2) représenterait une partie du Lias ?, (3) discordant est daté par des rhynchonelles du Bathonien moyen à Pont-du-Loup, 4 est daté du Bathonien moyen et supérieur, 5 avec *B. decorata* à Bar-s-Loup est encore Bathonien supérieur, 6 représente vraisemblablement le Callovien.

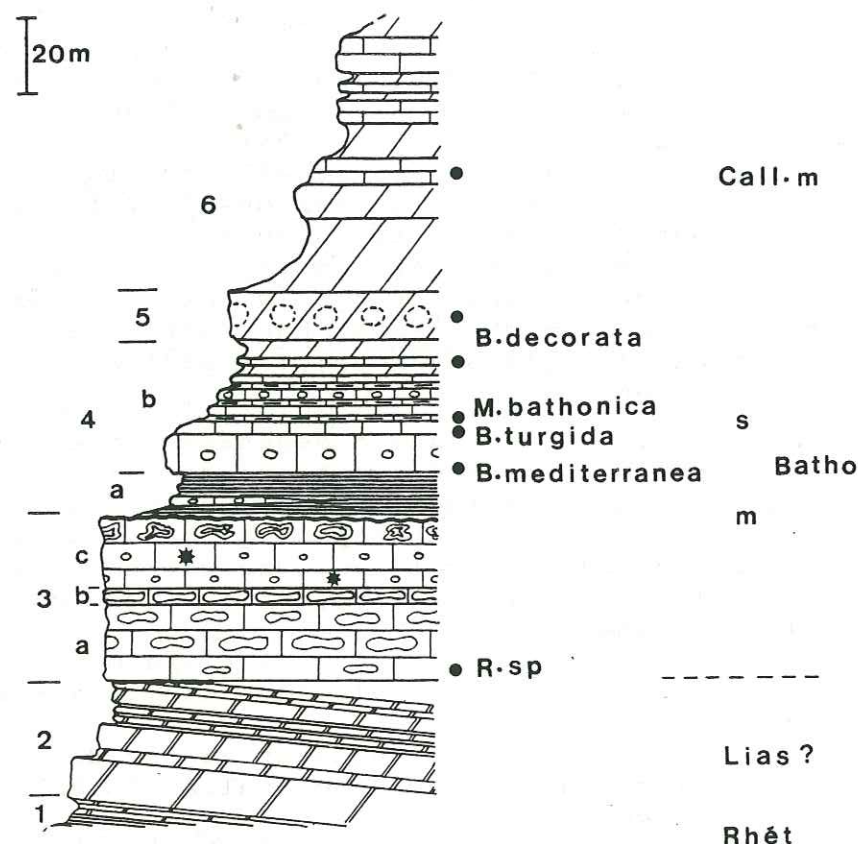


Fig.118 - Le Jurassique moyen de la Sarée ; discordance entre séries liasique (?) et bathonienne.

- Falaise du Jurassique supérieur (coupe du piton de Gourdon, le long du sentier du Paradis)

- 7 - Dolomies brunes à grains fins (100 à 120 m), où s'indi-

vidualisent trois barres massives un peu plus calcaires, séparées par des replats de dolomies régulièrement litées. A la partie inférieure, une dolomie verdâtre (glauconieuse ?) occupe dans la série une position comparable à celle des calcaires rognoneux et glauconieux datés de l'Oxfordien moyen sur les profils de Caussols.

- 8 - Dolomies blanches saccharoïdes (70 m). Des flots de calcaires micritiques beige clair, riches en bioclastes et de calcaires à chailles stratiformes, sont épargnés par la dolomitisation à divers niveaux.
- 9 - Calcaires d'un blanc laiteux très massifs (80 m), avec à la base des poches de dolomies érodées en cavernes. Micrite riche en polypiers et spongiaires groupés en petits massifs.
- 10 - Calcaires blancs lités (40 à 50 m), micritiques, avec des intercalations de marnes vertes, des passées rognoneuses bréchiques, des calcaires en plaquettes gris-fumé, de faciès purbeckien. Une corniche massive, à horizons de calcaires sparitiques de texture granulaire, termine la série dont le toit est mamelonné et scellé par les dépôts extrêmement réduits du Néocomien, ou ceux de l'Albien-Cénomani (carte géol. 1/50000, Cannes-Grasse).

Aucun élément de datation n'a été trouvé au-dessus des ammonites du Callovien moyen de l'unité 6. Par comparaison avec les séries de Caussols, 7-8 représenteraient l'Oxfordien moyen-supérieur et le Kimméridgien, 9-10 le Portlandien et une partie du Berriasien.

- Evolution de la série en direction des Gorges du Loup (Fig.119-120)

. A Bar-s-Loup, les marnes à végétaux (4a) disparaissent, les calcaires à *Burmihynchia turgida* (4b) viennent presque directement sur la corniche de calcaires à oncolithes (3c).

. Pont-du-Loup

- Le contact entre les marnes rhétiennes (1) et les dolomies "en parallélépipedes" (2) s'observe dans de bonnes conditions. Le faciès à laminites débutant dans les marnes, il n'y a pas de changement dans la sédimentation entre les deux formations. Les assises attribuées au Rhétien sont donc seulement caractérisées par un apport détritique plus important, et la limite Rhétien-Hettangien ne peut être située sur ce seul critère.
- L'unité 3 est moins épaisse, par suite d'une réduction de 3c terminée ici par une couche de calcaires ferrugineux enrobant des oncolithes violacés.
- Au-dessus, toutes les assises sont dolomitisées, à l'exception du sommet des calcaires blancs à polypiers (9) et des calcaires lités de faciès purbeckien (10) tronqués par une surface d'érosion tertiaire.

En direction du NE, les formations bathoniennes sont donc réduites et moins argileuses, la dolomitisation envahissant tous les dépôts postérieurs.

- Evolution de la série en direction de Grasse (Fig.119-120)
 Dès Magagnosc, les assises du Bathonien supérieur (unité 4) sont plus épaisses (60 m), plus argilo-calcaires et plus riches en lamelli-branches. Les brachiopodes y sont plus rares et seuls les calcaires micritiques à *Burmirkhynchia decorata* sont présents sous les dolomies granulaires de l'unité 5. Par contre, les formations sous-jacentes sont comparables en faciès et épaisseurs à celles de la Sarée.

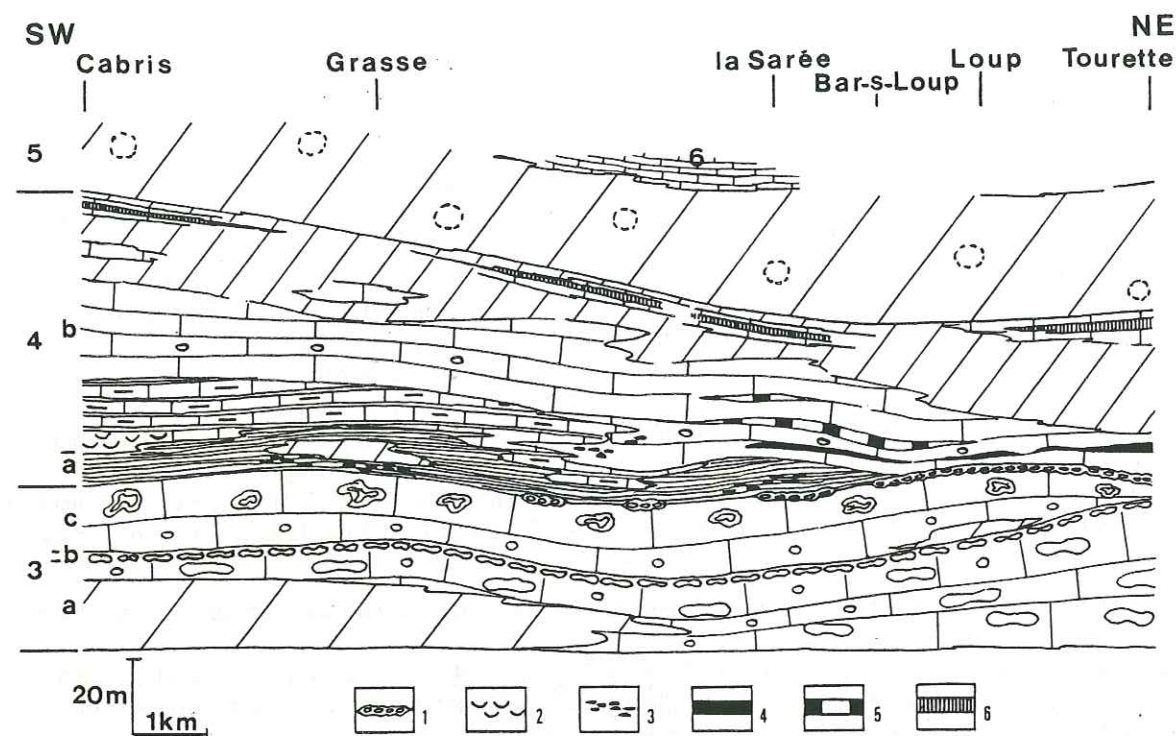
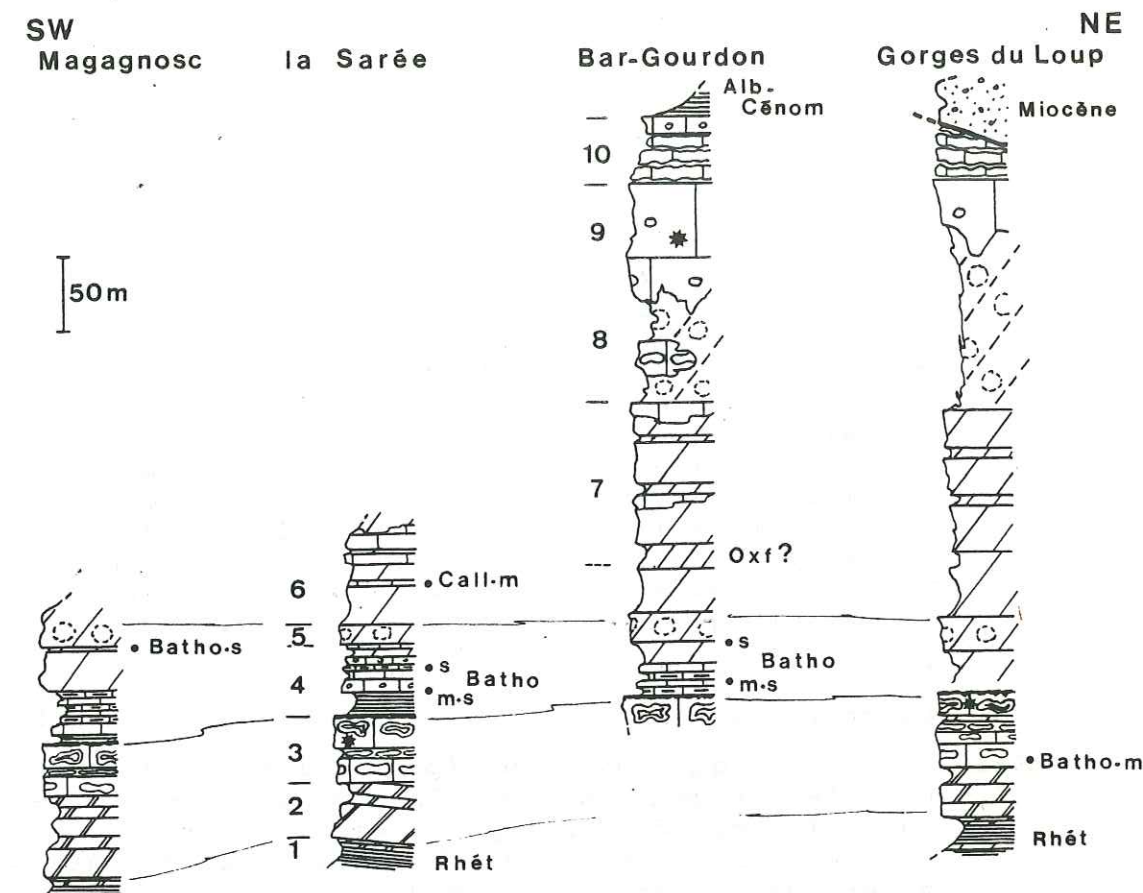


Fig.119 - Les séries bathoniennes entre les Gorges du Loup et Cabris (1 Croûte d'oncolithes, 2 Lamelli-branches, 3 Végétaux, 4 *Burmirkhynchia mediterranea*, 5 *B. turgida*, 6 *B. decorata kiliani*)

Fig.120 - Reconstitution des séries jurassiques entre les Gorges du Loup et Magagnosc : épaissement au Bathonien, vers le SW, dolomitisation complète au Jurassique supérieur au NE



b) De Grasse à St-Vallier-de-Thiery

Plusieurs unités structurales peuvent être reconnues : l'unité de Cabris au S, celle de Grasse et de St-Vallier-de-Thiery, la Montagne de Doublier, et l'unité du col de Ferrier au N (Fig. 117).

. L'unité de Grasse et de St-Vallier-de-Thiery

Coupe du plateau Napoléon près de Grasse

- Barres et talus du Dogger

- 1 - Au sommet des marnes rhétiennes, calcaires dolomitiques feuilletés (1,5 m) à laminites et ripple-marks. Le passage est continu entre les niveaux feuilletés et les marnes sous-jacentes (disparition de l'apport détritique) et les dolomies à laminites de la formation suivante (épaississement des bancs).
- 2 - Dolomies à laminites (40 m), en bancs épais se débitant en parallélépipèdes, et séparés par des marnes vertes à la partie supérieure de la formation. Il n'y a pas de discontinuité avec l'unité suivante.

- 3 - Les calcaires à chailles (3a) sont dolomitisés à la base, le niveau silicifié (3b) et les calcaires à polypiers et oncolithes (3c) ont des faciès et épaisseurs comparables aux niveaux équivalents de la Sarée. Au sommet, occupant la position des calcaires ferruginisés à oncolithes violacés, calcaires bioclastiques jaunâtres (quelques dcm), à grains fins, riches en lamellibranches (mytilidés ?), débris ligneux et galets de calcaires à oncolithes.
- 4.a-Marnes jaunâtres, dolomitiques à la base (25 à 30 m), et calcaires rognoneux, à terriers, lamellibranches (pholadomyes) et gastropodes. Quelques bancs de calcaires sparitiques à *Incertae cedis*, trocholines, oolithes et grains micritiques encroûtés d'une auréole de sparite. Dans les lavages, ostracodes, radioles et sclérites d'échinodermes, serpulidés, dents de poissons, lituolidés, dentelines et nombreuses trocholines.
- b-Calcaires et calcaires argileux puis dolomies brunes stratifiées (30 m). Quelques intercalations de calcaires micritiques azoïques, à craquelures orthogonales fossilisées par de la sparite, de calcaires sparitiques à bioclastes d'origine marine et de microbrèches. Au sommet, dans les dolomies litées, calcaires et argiles vertes livrant une lumachelle de lamellibranches.
- 5 - Dolomies granulaires (15 à 20 m).
- 6 - Calcaires lités et dolomies interstratifiées (40 m).
- Falaise du Jurassique supérieur (profil levé au N de Grasse)
- 7 - Dolomies brunes à grains fins régulièrement litées (80 à 100 m), débutant par quelques mètres de dolomies rognoneuses et de calcaires lités (base du Jurassique supérieur, Oxfordien moyen ?).
- 8 - Dolomies blanches saccharoïdes et calcaires bioclastiques beiges à chailles (60 m).
- 9 - Calcaires blancs à polypiers, très massifs, avec des poches de dolomies blanches (60 m seulement, la succession étant interrompue par l'accident limitant l'unité de Grasse au N).
- Près de St-Vallier-de-Thiery, le flanc N de l'anticlinal du Lautéron présente une coupe différente : au coeur du pli, les assises de l'unité 4 (Bathonien) renferment des brachiopodes (*Burmishynchia mediterranea* et *B. decorata* trouvées non en place), 6 et 7 (Callovien-Oxfordien) sont moins dolomitisées, 8 et 9 (Kimméridgien-Portlandien) sont représentées par 100 à 150 m de dolomies blanches, les dépôts de faciès purbeckien (unité 10) étant comme ailleurs épargnés par la dolomitisation.

L'unité de Cabris

La base de la série est reconstituée suivant le chemin allant de Cabris à Stramousse dans l'affleurement jurassique isolé à l'E de Cabris.

- 1 - Marnes et calcaires dolomitiques feuilletés bruns ou gris-vert renfermant des bancs de dolomies brunes à laminites (Rhétien).

- 2 - Calcaires dolomitiques (1 m) riches en débris d'organismes (?), puis dolomies à laminites (30 m), en gros bancs à débit en parallélépipèdes. Les derniers bancs sont plus minces et séparés par des lits argileux verts épais. Le toit de la formation est rubéfié et violacé.
- 3 - Dolomies rousses et calcaires à chailles (5 à 10 m), l'ensemble de la formation est ensuite entièrement dolomitique (Bathonien).

Sur cet affleurement, le passage entre les marnes rhétiennes et les dolomies "en parallélépipèdes" s'accompagne d'un changement de faciès momentané, mais les conditions de sédimentation varient peu (reprise du dépôt des dolomies en laminites). A la fin de cette formation, une discontinuité de dépôt a lieu avant l'élaboration des assises bathoniennes.

La suite de la coupe est effectuée le long de la D4 de Cabris à St-Vallier-de-Thiery.

- 4.a-Marnes et calcaires rognoneux (env. 20 m), à huîtres, pectinidés, pholadomyes et rares *Burmishynchia mediterranea*.

- b-Calcaires et calcaires argileux, puis dolomies litées (40 à 50 m) avec au sommet *Burmishynchia decorata* dans des calcaires micritiques et des marnes vertes grumeleuses (Bathonien supérieur).

- 5 - Dolomies granulaires (15 à 20 m).
- 6 - Dolomies brunes à grains fins et calcaires micritiques lités (30 à 40 m) attribués au Callovien.
- 7 - Dolomies rognoneuses verdâtres (glauconie oxfordienne ?), puis calcaires lités à chailles (60 m), renfermant des térébratules et quelques ammonites de l'Oxfordien supérieur.
- 8 - Dolomies brunes ou blanches et calcaires bioclastiques beiges (50 m).
- 9 - Calcaires d'un blanc laiteux, riches en organismes et dolomies blanches saccharoïdes (100 m).
- 10 - Dépôts de faciès purbeckien dont la succession est interrompue par l'accident séparant les unités de Cabris et de Grasse.

Comparaison entre les séries jurassiques de Cabris, Grasse et des Gorges du Loup (Fig.121)

- Aucune différenciation n'apparaît dans le bassin avant le Bathonien. Les dépôts sont partout de même faciès (dolomies à laminites) et de même épaisseur (unité 2).
- Les séries présentent des variations de faciès importantes dès le Bathonien moyen (unité 3) : des dolomies, localisées à l'W, sont progressivement moins développées à l'E où s'élaborent des calcaires à polypiers et oncolithes couronnés par une importante ferruginisation. L'épaisseur des séries variant peu, il n'y a toujours pas déformation du substratum.
- Au Bathonien supérieur, l'W du bassin apparaît nettement plus

- subsident (unité 4). Les dépôts y sont plus argileux et riches en lamellibranches, contrastant avec les sédiments calcaires riches en brachiopodes se déposant à l'E. Au sommet de cette unité, *Burmirhynchia decorata* est partout présente dans un calcaire micritique renfermant presque toujours des marnes vertes. A ce moment (sommet de 4 et 5, Bathonien terminal), le bassin n'est donc plus aussi différencié.
- Du Callovien à l'Oxfordien supérieur, des dolomies brunes et stratifiées envahissent les formations orientales ; à l'W, les dépôts sont plus fréquemment calcaires. La dolomitisation, installée en permanence à l'E, s'étend donc épisodiquement vers l'W, du Callovien à la base de l'Oxfordien, et à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien.
 - Les dolomies blanches saccharoïdes du Jurassique terminal, associées comme ailleurs aux calcaires blancs de faciès "récifal", montrent la même polarité.

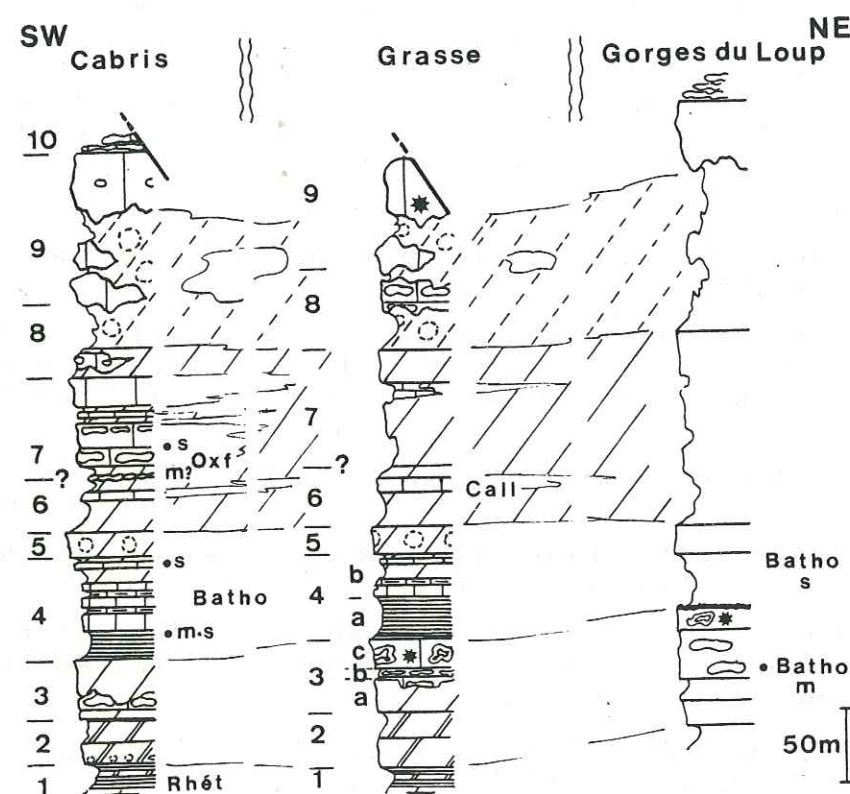


Fig. 121 - Reconstitution des séries jurassiques entre Cabris et les Gorges du Loup

L'unité de la Montagne de Doublie
Coupe du flanc N de l'anticlinal

- 1 - Marnes grises ou verdâtres renfermant des bancs de dolomies jaunâtres et de calcaires bioclastiques roux à lumachelle de lamellibranches (*Avicula* ?).

- 2.a-Dolomies gris-jaunâtre à laminites (12 m), en gros bancs se débitant en parallélépipèdes.
b-Calcaires dolomitiques avec des intercalations conglomératiques (10 m), et des passées de dolomies à laminites sans éléments détritiques. Les grains des conglomérats sont calibrés (2 à 5 mm), groupés en lits de quelques cm, ou en couche d'un demi m, et de couleur et nature variées : grains jaunâtres ou rouillés de dolomies fines, grains gris ou noirâtres plutôt calcaires.
- 3 - Dolomies à gros grains, puis calcaires bioclastiques (40 m), recouvrant sans discontinuité les faciès conglomératiques sous-jacents.

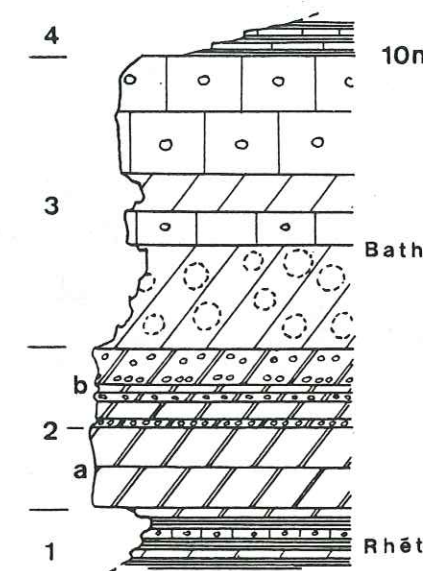


Fig. 122 - La base de la série jurassique à la Mtgne de Doublie : intercalations de conglomérats dans les dolomies subordonnées au Bathonien

- 4 - Calcaires argileux, calcaires micritiques à polypiers et calcaires sparitiques riches en bioclastes (30 m).
 - 5 - Dolomies granulaires (20 à 25 m).
 - 6 - Dolomies à grains fins régulièrement litées et calcaires interstratifiés (50 m).
 - 7.a-Calcaires rognoneux et calcaires argileux grumeleux (10 m).
b-Calcaires lités et rares dolomies brunes à grains fins (70 m). Quelques ammonites du Kimméridgien inférieur à la partie médiane.
 - 8 - Calcaires bioclastiques beiges à chailles et dolomies brunes à grains fins (40 m).
 - 9 - Calcaires blancs massifs et dolomies saccharoïdes en poches.
- Par comparaison avec les profils voisins (Caussols ou Grasse), 1 représente le Rhétien, 2 pourrait être en partie

liasique en 2a (?) les conglomérats 2b s'intercalent au sein d'une série apparemment continue (faciès à laminite) anté-bathonienne. Les unités 3 à 5 sont attribuées au Bathonien, 6 au Callovien, 7 à l'Oxfordien moyen (7a) et à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien (7b), 8 et 9 représentant le Jurassique terminal.

L'unité du col de Ferrier

Dans le vallon de Nans, les dolomies "en parallélépipèdes" sont absentes (cartes géologiques Nice Pont-St-Louis 1/80000, et Grasse-Cannes 1/50000), et la dolomitisation est pratiquement absente des séries du Dogger et du Malm.



Fig.123 - Morphologie jurassique au col de Ferrier (a Calcaires lithographiques en dalles, b Calcaires blancs à polypiers)

Au-dessus des calcaires et calcaires argileux (unité 4) datés du Bathonien supérieur par *Meyendorffina bathonica* (C. TEMPIER 1972), des calcaires à oncolithes et des dolomies (env. 20 m) représentent l'unité 5.

6 - Calcaires micritiques beiges régulièrement lités (40 à 50 m), en bancs épais renfermant à la base *Burmishynchia decorata* (Bathonien supérieur). A la partie médiane, horizons à crinoïdes et térébratules livrant *Hecticoceras* sp. (Callovien). Dans les derniers bancs, plus minces et séparés par des calcaires feuilletés, quelques ammonites du Callovien supérieur ou de la base de l'Oxfordien (?).

7.a-Calcaires jaunâtres, rognoneux et glauconieux (0,5 à 1 m), qui ont fourni des bélemnites, des térébratules et des ammonites de l'Oxfordien moyen.

b-Calcaires et calcaires argileux grumeleux (env. 10 m), à bélemnites et *Sowerbyceras* sp.

c-Calcaires lités (80 m), plutôt micritiques, avec des intercalations de calcaires biodétritiques, crinoïdiens ou "bréchiques". Quelques ammonites du Kimméridgien à la partie médiane.

8 - Calcaires bioclastiques à chailles (40 m) renfermant à la base *lacunosella trilobata* (Kimméridgien supérieur ou base du Portlandien). Le dernier banc est encroûté par des organismes benthiques.

9.a-Calcaires lithographiques en dalles minces (20 à 40 m) où A. GUEBHARD et W. KILIAN (1902) ont trouvé *Exogyra virgula* (plutôt Kimméridgien). En direction du S, ces niveaux sont remplacés par des calcaires blancs à poches de dolomies blanches. La variation de faciès décrite par les précédents auteurs, a également été observée par C. TEMPIER (1972).

b-Calcaires blancs massifs (40 à 80 m) renfermant quelques chailles à la base.

10 - Calcaires lités (40 à 50 m), calcaires bréchiques et marnes vertes de faciès purbeckien.

Les formations ont donc le même âge qu'à Caussols, et la série de Ferrier, mieux datée, précise les corrélations lithologiques entre les séries presque azoïques situées plus au S.

Comparaison entre les séries jurassiques de Cabris, St-Vallier de-Thiery, Doublie et Ferrier (Fig.124)

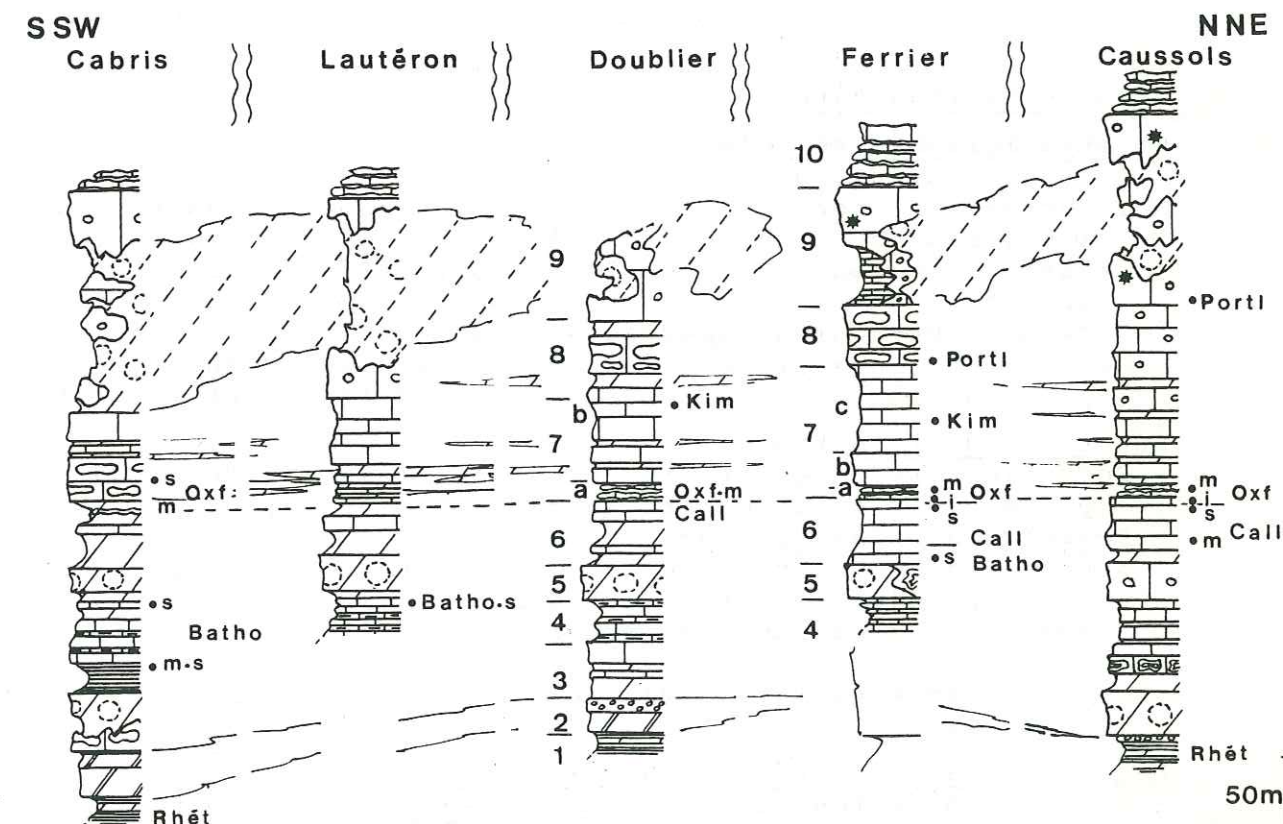


Fig.124 - Reconstitution des séries jurassiques dans les différentes unités structurales du front S de l'arc de Castellane (arrière-pays de Grasse)

- Jusqu'au Bathonien, deux domaines sédimentaires peuvent être reconnus :
 - . Au S, un domaine au substratum affaissé où s'élaborent des dolomies "en parallélépipèdes" (du Rhétien au Bathonien), et des argilo-calcaires riches en lamellibranches et brachiopodes (au Bathonien supérieur).
 - . Au N, un domaine au substratum moins affaissé avec des conglomérats occupant la position des dolomies "en parallélépipèdes" et des calcaires bathoniens dépourvus de brachiopodes.

Sur l'ensemble du territoire, le milieu est marin et ouvert, avec au S des apports d'origine non marine (charophytes) et une profondeur très faible.

- Après le Bathonien, l'affaissement du substratum est partout de même importance et l'opposition entre deux domaines de dépôt persiste :
 - . Au S, les dépôts sont dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques, les assises calcaires épargnées renfermant rarement des ammonites.
 - . Au N, l'ensemble de la série est calcaire et les céphalopodes plus fréquents.

Le dispositif sédimentaire est donc modifié après le Bathonien : l'aire méridionale est isolée de la mer ouverte et le confinement qui s'y développe pourrait être lié à l'éloignement du large (au Callovien) ou à un isolement en arrière des édifices construits (au Jurassique terminal).

c) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Barres et talus du Dogger
 - . Barres : Bathonien (au N), Rhétien-Bathonien (au S et à l'E), sans qu'il soit possible de préciser si la sédimentation est continue pour les dolomies "en parallélépipèdes".
 - . Talus : Bathonien supérieur-Oxfordien basal.
- Corniche du Jurassique terminal : Oxfordien moyen-Berriasien (?), réduction de série entre Oxfordien inférieur et moyen.

Les types de formation

- Formations réduites et discontinues : dolomies "en parallélépipèdes" et conglomérats (anté-bathoniens ?).
- Formations présentant des variations de faciès et d'épaisseur : assises à brachiopodes du Bathonien supérieur.
- Formations d'épaisseur assez constante :
 - . Avec des variations de faciès : dépôts du Callovo-Kimméridgien.
 - . Sans grande variation de faciès : assises du Jurassique terminal.

Les événements importants dans la sédimentation

- Une aire méridionale affaissée, bordée au N par une zone haute, s'individualise avant le Bathonien.
- Plus discret au début du Bathonien (qui correspond à un épisode régressif assez prononcé), le dispositif est réactivé au Bathonien supérieur.

- Mise en place d'un nouveau dispositif sédimentaire au Callovien, un domaine aux eaux confinées s'établissant au S et à l'E.
- Développement des dolomies et régression au Jurassique terminal.

d) Interprétation des séries jurassiques de l'arrière-pays de Grasse

La sédimentation anté-bathonienne

- . La formation des dolomies "en parallélépipèdes", intercalée entre les marnes rhétiennes et les calcaires à brachiopodes bathoniens, est considérée par la plupart des auteurs comme hettangienne. Cette attribution stratigraphique doit être reconsidérée en fonction des observations suivantes :
 - Le faciès à laminites qui la caractérise, apparaît au sein des marnes rhétiennes (Gorges du Loup, Grasse). Une partie de la formation serait encore rhétienne, l'apport détritique ayant seul disparu.
 - Les calcaires à chailles bathoniens sont discordants (la Sarée) ou séparés des dolomies à laminites par des niveaux rubéfiés (Cabris) ou des encroûtements stromatolithiques (la Sarée). Il y a eu arrêt de sédimentation, tendance à l'émersion et déformation du fond avant le Bathonien (mouvements médio-liasiques ou fin-bajociens ?). Les dolomies "en parallélépipèdes" représenteraient alors le Lias inférieur et moyen (?) ou toute la série liasique (?).
 - Les conglomérats s'intercalant dans la formation des dolomies "en parallélépipèdes" (Mtgne de Doublier) ne séparent pas le faciès fin à laminites du faciès grenu bathonien. La sédimentation pourrait être continue entre ces deux faciès.
 - Des calcaires bioclastiques de faciès bathonien sont interstratifiés dans la partie supérieure des dolomies "en parallélépipèdes" (Rte du Plan Pons). Comme précédemment, la sédimentation semble continue avec un changement de faciès progressif. Une partie des dolomies à laminites pourrait donc être bathonienne ou bajocienne.
 - En résumé, les dolomies "en parallélépipèdes" ne représentent peut-être pas le seul Hettangien. La base de la formation peut être attribuée à cet étage, sans qu'il soit possible de préciser la limite Rhétien-Hettangien. Quant aux assises terminales, elles sont vraisemblablement plus récentes et n'ont pas partout le même âge.
- . Il faut donc envisager une certaine stabilité de l'environnement de dépôt du Rhétien au Bathonien dans tout ce secteur. Les ripple-marks à la base de la formation des dolomies à laminites sont dus à une agitation modérée des eaux sur un fond sans doute peu profond. Ces conditions de faible profondeur persistent pendant le dépôt de toute la formation interrompue par des stromatolithes. Ces encroûtements algaïes ne couronnent donc pas une séquence régressive, ils correspondent simplement à une faible mais subite modification de l'environnement.

- Les dolomies "en parallélépipedes" s'élaborent entre Vence et Grasse dans une aire au substratum affaissé, en bordure de la zone haute formée par le plateau sous-marin du Cheiron; la subsidence est modeste (quelques dizaines de m) et les séries souvent tronquées ou recouvertes en discordance. A l'opposé, entre Grasse et Antibes, la subsidence sera importante et la sédimentation apparemment continue avant le Bathonien.

Réactivation, après un épisode régressif prononcé, du dispositif zone haute-àire affaissée au Bathonien supérieur

- L'épisode régressif

- Au Bathonien moyen, les dépôts ont partout la même épaisseur mais des faciès différents : calcaires à chailles, polypiers et oncolithes à l'E, dolomies développées à l'W.
- Les chailles s'accumulent ensuite jusqu'à être presque jointives, certains accidents siliceux sont déformés ou cassés, la matrice carbonatée est vannée. L'agitation du milieu est plus importante et cet épisode est interprété comme un ralentissement de la subsidence provoquant une diminution de la profondeur sur l'ensemble du territoire.
- L'affaissement du substratum reprend et l'opposition entre les régions orientales et occidentales apparaît à nouveau. A l'E, des calcaires ferrugineux très réduits à oncolithes entassés, s'élaborent dans un milieu agité ; à l'W, des dépôts micritiques plus épais, dolomitiques et non ferruginisés, témoignent d'un environnement plus calme.
- Avant le Bathonien supérieur, le bassin est donc bien différencié avec à l'E une zone haute qui fonctionne épisodiquement, et à l'W des vasières à sédimentation dolomitique. Le milieu est partout marin, peu ouvert (pas d'ammonites) et peu profond (oncolithes).
- Reprise de l'affaissement vers Grasse au Bathonien supérieur.
 - A l'W (Grasse), les dépôts sont épais, argileux et riches en lamellibranches indiquant un milieu littoral (pholadomyes).
 - A l'E (vallée du Loup), les sédiments sont moins épais, carbonatés et riches en brachiopodes (brachiopodes de vasière abritée comme *Burmírhynchia mediterranea*, ou de milieu plus ouvert aux eaux agitées comme *B. turgida*).
 - Sur l'ensemble du bassin, les éléments non marins (bois, charophytes) sont fréquents. Il n'y a pas cependant d'émissions dans ce secteur, tous les dépôts étant marins (marnes à foraminifères, calcaires à bioclastes marins benthiques) et il faut envisager l'existence d'un domaine émergé assez proche. Classiquement connu dans les Alpes-Maritimes, ce domaine émergé serait situé au S, près de Vallauris.
 - Au Bathonien terminal, *Burmírhynchia decorata* est partout présente dans des calcaires micritiques se déposant à très faible profondeur (craquelures), et renfermant des marnes vertes (apport d'origine non marine ?). De faciès et d'épaisseur partout comparables, ces dépôts traduisent une uniformisation de l'environnement par suite d'un comblement du bassin.
- Un nouveau dispositif sédimentaire se met en place au Callovien et persiste jusqu'au Jurassique terminal
 - Dès le Callovien, la dolomitisation s'installe à l'E du

territoire où aucun dépôt n'est calcaire avant la fin du Jurassique. Vers l'W, quelques assises calcaires s'intercalent au sein des dolomies ; au N, la série callovo-kimméridgienne est entièrement calcaire et assez riche en céphalopodes. Ces dolomies, brunes et à grains fins, litées et encadrées par des calcaires suivant un contact stratigraphique, ont pu s'élaborer dans des estrans aux eaux confinées. Ces estrans, établis en permanence à l'E et au S, s'étendent épisodiquement vers le N et l'W.

Les calcaires épargnés par la dolomitisation résulteraient de dépôts lors d'inondations temporaires par des eaux non magnésiennes provenant du large.

A l'Oxfordien, des faciès particuliers se rencontrent près de Grasse, les calcaires grumeleux et fossilifères, si développés au N (Cheiron) et à l'E (Baous), sont absents à Grasse. Les dépôts oxfordiens y sont réduits, moins argileux, peu fossilifères et fréquemment dolomitiques.

- Au Jurassique terminal, le territoire est occupé par des dolomies blanches saccharoïdes et par quelques îlots de calcaires blancs parfois à polypiers (Gourdon, Plan Pons). Les édifices construits sont de petite taille (0,5 à 1 m) et isolés, évoquant des dômes (pinacles ?) établis en eaux calmes. A l'arrière des récifs (?), les faciès granulaires résultant de l'érosion d'édifices construits sont absents.

e) Conclusions

Cette partie du bassin est située en bordure d'un domaine de dépôt au substratum affaissé s'individualisant dès le Lias. La profondeur y est très faible, il demeure isolé de la mer ouverte jusqu'au Callovien, la sédimentation y enregistre des épisodes de déformations liasiques (?) et bathoniennes et paraît influencée par la présence d'un domaine aux eaux confinées situé au S.

2 - L'AVANT-PAYS DE GRASSE

Les séries jurassiques de l'avant-pays de Grasse, entre les Gorges du Loup au N et Antibes au S, sont d'un abord peu encourageant : la dolomitisation y est presque complète, les faunes pratiquement absentes. Quelques jalons chronostratigraphiques ont cependant été rassemblés, caractérisant les seules assises argilo-calcaires du Bathonien ("*Rhynchonella*" *decorata*, *Meyendorffina bathonica*, trouvées par divers auteurs, dont H. AMBAYRAC, L. BERTRAND, L. GINSBURG, C. TEMPIER). Les formations anté-bathoniennes (dolomies en parallélépipedes) sont considérées comme hettangiennes et de "faciès varois" (A. LANQUINE 1929), l'ensemble dolomitique postbathonien étant qualifié de "néo-jurassique" par le même auteur (1935). La série est couronnée par des dépôts non magnésien, de faciès "purbeckien", représentant le Jurassique terminal et la base du Crétacé (P. DONZE 1958).

Dans ce secteur, il n'est pas possible de lever une coupe continue et complète du Jurassique. J'ai donc repris séparément l'étude de ces quatre formations : - dolomies en parallélépipedes, liasiques -argilo-calcaires du Dogger -dolomies néojurassiques

-dépôts purbeckiens -qui apparaissent clairement sur les cartes géologiques (Fig.125).

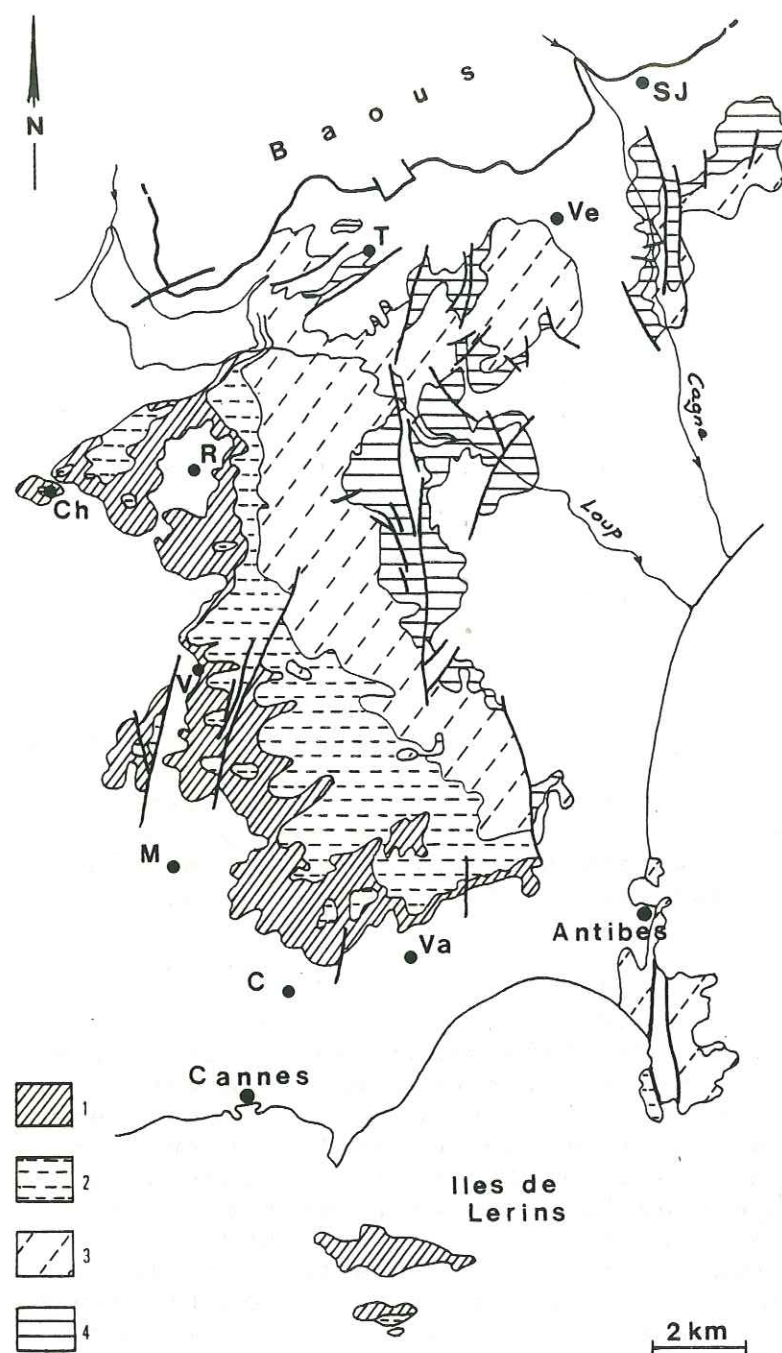
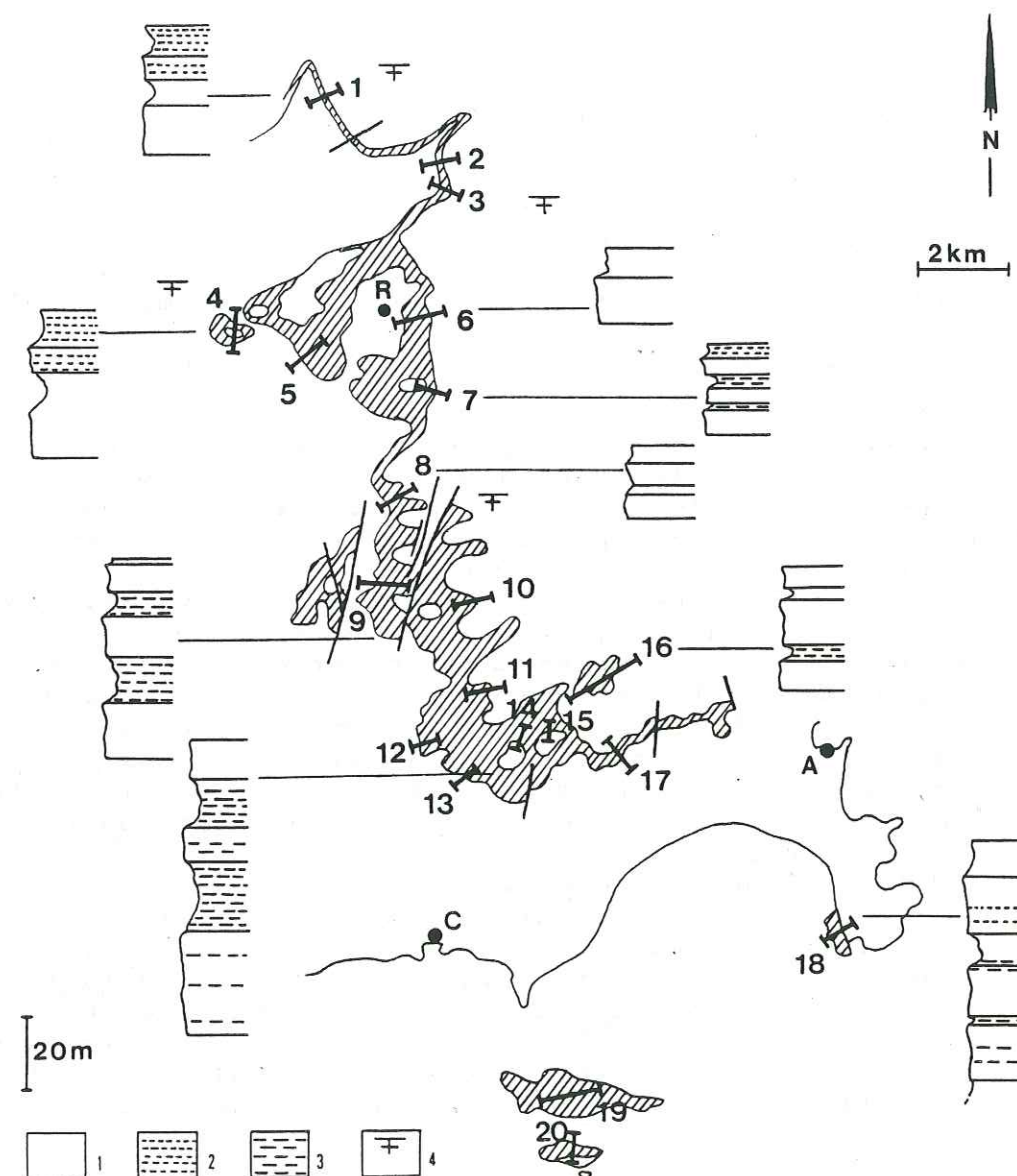


Fig.125-Les affleurements jurassiques de l'avant-pays grassois (d'après car. géol. 1/80000 Nice-Antibes) (1 Dolomies liasiques en parallélipipèdes, 2 Argilo-calcaires du Dogger, 3 Dolomies néojurassiques, 4 Dépôts purbeckiens, C Le Cannet, Ch Chateaneuf, M Mougins, R Le Rouret, SJ St-Jeannet, T Tourette, V Valbonne, Va Vallauris, Ve Vence)

a) Les dolomies liasiques en parallélipipèdes, et la base des séries du Dogger

Fig.126 - Localisation des profils dans la formation des dolomies liasiques en parallélipipèdes (1 Pont

du Loup, 2 Les Valettes, 3 Gorges inférieures du Loup, 4 Chateaneuf, 5 Opio, 6 Le Rouret, 7 Roquefort, 8 Valbonne, 9 Castellaras (Les Fauvettes), 10 D103 entre les Bouillides et la Bastide Sartoux, 11 Mougins, 12 Guillet, 13 Cannet, 14 Férandou, 15 Inpiniers, 16 La Valmasque, 17 Vallauris (les Encourdoules), 18 Cap d'Antibes, 19 et 20 Iles de Lérins - 1 Dolomies à laminites, 2 Intercalations de marnes vertes, 3 Intercalations de marnes versicolores, 4 Rhynchonelles bathoniennes dans les calcaires à chailles susjacentes - A Antibes, C Cannes, R Le Rouret)



- Approche stratigraphique

La formation dolomitique "hettangienne" est encadrée par les dépôts argilo-calcaires du Rhétien (*Avicula contorta*) et des calcaires à chailles "bajociens". Une grande partie du Lias ne serait donc pas représentée. L'âge des formations d'après

la bibliographie est déterminé par analogie de faciès avec les régions voisines (faciès varois pour l'Hettangien), ou les datations les plus proches (ammonites bajociennes dans les calcaires à chailles équivalents à Draguignan). Quelques coupes permettent de proposer une autre chronologie.

Coupe du Cannet (profil reconstitué entre La Colle au NE du Cannet, Férandou et Les Inpiniers au N de Vallauris) (Fig.127)

- 1.a-Marnes brunes renfermant des bancs de dolomies à laminites, de calcaires bioclastiques gris-roux riches en lamellibranches (*Avicula* ?).
 - b-Calcaires dolomitiques feuilletés à laminites (2 m).
 - 2.a-Dolomies à laminites (20 m), gris jaunâtre, bien litées en bancs à débit en parallélipipèdes, exploitées en carrières au NW du Cannet. Intercalations rougeâtres, rappelant les pélites permienes au Férandou.
 - b-Dolomies rognoneuses et dolomies à laminites bien litées (40 m) en gros bancs avec des interbancs argilo-dolomitiques lie-de-vin ou verdâtres assez développés.
 - c-Dolomies à laminites en bancs massifs à débit en parallélipipèdes et interbancs marneux verdâtres peu épais (20 à 30 m). Accidents siliceux stratiformes, isolés à 7 ou 8 m sous le toit de la formation.
 - d-Dolomies rognoneuses et marnes dolomitiques (4 à 5 m).
 - 3 - Calcaires dolomitiques à chailles
- Les dolomies en parallélipipèdes (2) recouvrent sans discontinuité apparente les dépôts du Rhétien (1), et le passage au faciès à chailles est progressif. Les relations entre les trois formations sont précisées sur d'autres coupes.

Le passage des marnes rhétiennes aux dolomies en parallélipipèdes Dans la carrière du Guillet, au SE de Mougins :

- 1.a-Marnes noires renfermant au sommet des nodules et des cubes de pyrite, du quartz et de la muscovite, des débris végétaux et des tubes de vers (?). Quelques bancs de calcaires dolomitiques s'intercalent dans le dernier mètre où les marnes sont jaunâtres (altération actuelle de la pyrite) et dolomitiques (dolomitisation récente per descensum).
 - b-Calcaires dolomitiques feuilletés à laminites et calcaires bioclastiques gris-roux en bancs minces (env. 3 m), séparés par des lits argileux verdâtres, ocre ou violacés. Le microfaciès des calcaires gris roux est un packstone ou un grainstone partiellement recristallisé (dolomitisé), riche en grains micritiques pyritisés et encroûtés de calcite, renfermant surtout des lamellibranches, et de rares échinodermes et gastropodes brisés.
 - 2.a-Dolomies bien litées sans lit argileux (15 à 20 m), exploitées dans la carrière. Le microfaciès est une dolomicrite à pelletoides.
- Sur cette coupe, le développement des dolomies en parallélipipèdes est progressif dès le sommet (1a) des marnes rhétiennes. Les horizons argileux versicolores, si développés dans les dolomies (2) du Cannet, sont déjà présents ici sous ces dolomies (en 1b). La même succession se retrouve pratiquement partout : aux Encourdoules au NE de Vallau-

ris, à la Fauvette à l'E du Castellaras, dans la vallée de la Brague à Valbonne. Elle est tout à fait comparable à celles qui ont été décrites à Pont-du-Loup et à Grasse.

Dans tout ce domaine, il y aurait donc continuité (au niveau des faciès) entre les marnes rhétiennes et les dolomies en parallélipipèdes attribuées à l'Hettangien. La disparition des calcaires gris-roux à *Avicula*, dans le faciès à laminites, serait un argument en faveur d'un âge liasique, mais elle peut aussi résulter d'une modification du milieu ; quant au développement du faciès à laminites, il apparaît nettement lié à la disparition de l'apport détritique. En l'absence d'élément de datation, la limite Rhétien-Hettangien ne peut être située.

Le passage des dolomies en parallélipipèdes aux calcaires et dolomies à chailles

Le long de la N210, à l'E des Vallettes :

- 2 - Au sommet de la formation, alternance de bancs épais de dolomies se débitant en parallélipipèdes et de marnes dolomitiques verdâtres. Le dernier banc est formé par des lits très minces (laminite) de dolomies gris-jaunâtre ou brun-foncé. En lames minces, dolomicrite rubanée sans éléments figurés, dont le litage est souligné par des cavités allongées et ramifiées remplies de calcite (birds-eyes) indiquant une faible profondeur. Sans transition, le toit du banc sur 5 à 10 cm d'épaisseur, est un calcaire bioclastique de texture granulaire ; le microfaciès est un packstone à grains micritiques, oncoïdes, débris de lamellibranches et d'échinodermes, nodosariidés, miliolidés et petits agglutinants ; les vides de la matrice micritique sont comblés par de la sparite, avec dans certaines cavités des remplissages plus ou moins polarisés (percolation d'éléments fins dans le sédiment indiquant une très faible profondeur).
- 3.a-Calcaires bioclastiques en bancs minces et rognoneux, puis en bancs massifs (5 à 6 m) ; packstones à grains micritiques, oncoïdes, spicules de spongiaires, entroques, bryozoaires, polypiers, gastropodes, lamellibranches, serpulidés, lenticulines et miliolidés.
- b-Calcaires bioclastiques à chailles de microfaciès comparable.

Un changement de faciès intervient donc dans les dolomies en parallélipipèdes (2), et aucune discontinuité ne précède le dépôt des calcaires à chailles (3). Comme dans la coupe du Cannet, la sédimentation paraît continue entre les deux formations. Sur la plupart des autres coupes, bien que les conditions d'observations ne soient pas aussi favorables, il n'y a pas, semble-t-il, de surface durcie, de ravinement ou de discordance entre les deux formations.

Dans ce domaine, une lacune importante (pratiquement tout le Lias) entre les dolomies "hettangiennes" et les calcaires à chailles "bajociens" paraît donc peu probable. La continuité de sédimentation entre les deux formations est en faveur d'un âge plus récent pour le sommet des dolomies en parallélipipèdes (Lias supérieur ou Bajocien ?, les calcaires

à chailles étant bajociens d'après la bibliographie).

L'âge des calcaires à chailles

Quelques rhynchonelles, trop peu nombreuses pour être déterminées avec précision, indiquent un âge plutôt Bathonien pour cette formation. L'attribution stratigraphique n'a pas un caractère ponctuel, les gisements couvrant pratiquement tout l'avant-pays de Grasse :

- Dans les gorges inférieures du Loup, en contrebas des Vallettes
- A Châteauneuf sur le versant N de la butte
- Dans la vallée de la Cagne à l'E de Valbonne.
- Entre le vallon des Bouillides et la Bastide Sartoux

Les brachiopodes ont été récoltés à une dizaine de mètres de la base des calcaires à chailles, des formes identiques existant à l'extrême base (Pont-du-Loup) et au sommet (St-Jeannet). L'âge de l'ensemble de la formation est donc vraisemblablement bathonien. Dans ces conditions, les dolomies en parallélipèdes pourraient être bathoniennes au sommet.

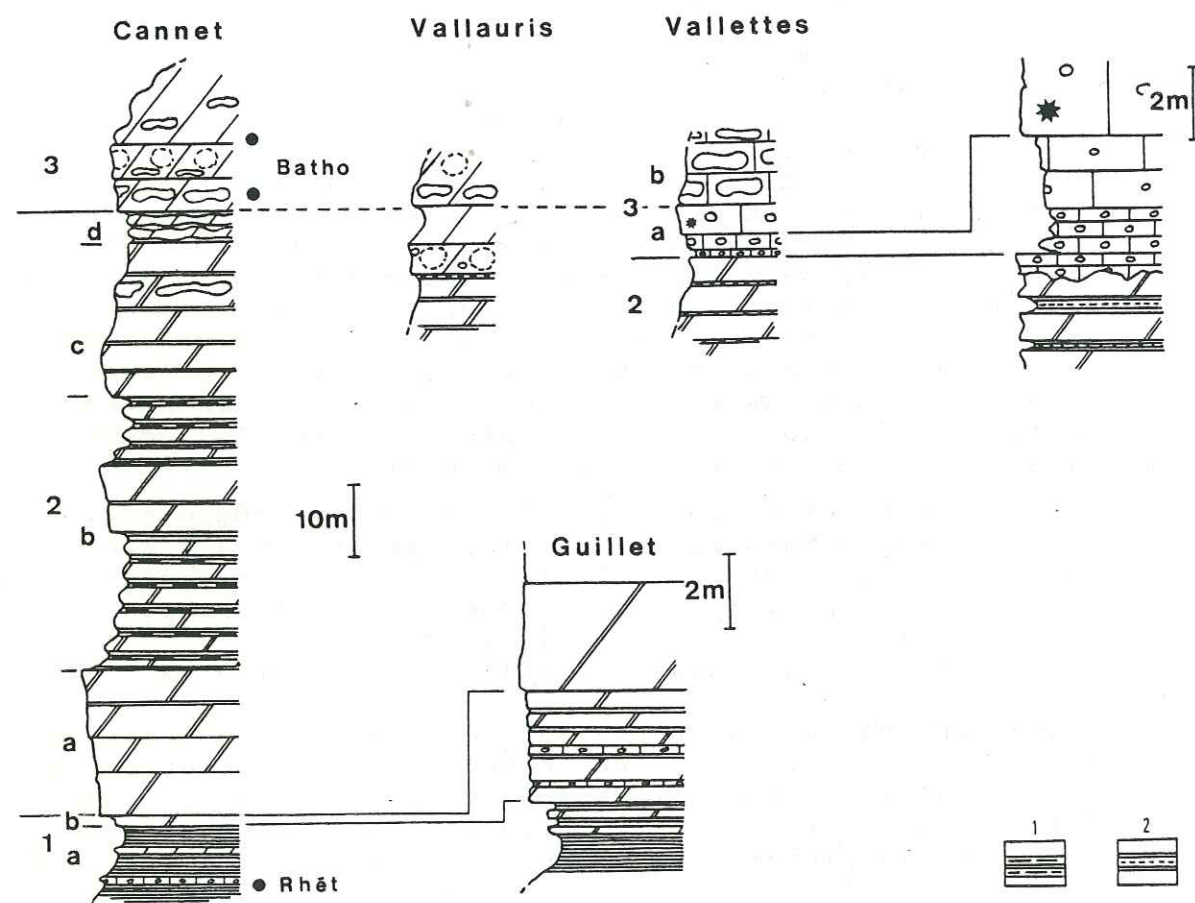


Fig.127 - Sédimentation apparemment continue des marnes rhétiennes aux dolomies en parallélipèdes et installation progressive des faciès bathoniens (chailles, calcaires bioclastiques) au sommet de ces dolomies. (1 Argiles versicolores, 2 Argiles vertes)

En résumé.

Les dolomies en parallélipèdes ne représentent pas uniquement l'Hettangien. Elles doivent être considérées comme une série compréhensive (Lias et sans doute une partie du Dogger), sans qu'il soit possible de préciser les limites des sous-systèmes. La sédimentation de ces dolomies succède sans discontinuité apparente à celle des marnes rhétiennes (leur base pourrait être encore rhétienne), et ne présente pas d'interruption avant le Bathonien (leur sommet pourrait être déjà Bathonien). Entre ces deux époques, il n'est pas possible de préciser s'il y a eu continuité de dépôt.

- Reconstitution de l'environnement sédimentaire

Le bassin de sédimentation

Deux types de séries sont reconnus :

- . Au S du Rouret, la formation dolomitique présente des horizons argilo-dolomitiques versicolores (violacés, rougeâtres, ou verts) et des intercalations de dolomies granulaires dans le faciès fin à laminites. La série se compose de trois corps sédimentaires plus massifs reconnus dans les séries épaisses (80 à 100 m au Cannel, à Mougins) et dans les séries réduites (25 m à Roquefort). Les contrastes d'épaisseurs correspondent à des affaissements plus ou moins prononcés du substratum dans une région où la sédimentation pourrait être continue.
- . Au N du Rouret, la formation n'est plus composée de ces trois corps sédimentaires, les horizons versicolores sont peu fréquents et des marnes vertes se développent. L'épaisseur est aussi moins importante (30 à 50 m) et la formation disparaît au Château du Rouret où, d'après L. GINSBURG (1959) "le Rhétien se termine par un calcaire finement cristallisé, roux, contenant de petits débris de silex". Une lacune importante (tout le Lias et le Bajocien) existe ici, dans un domaine où les dolomies en parallélipèdes sont couronnées par des encroûtements ferrugineux (Cabris, pic de Courmettes) ou des discordances (la Sa-rée).

Les variations d'épaisseur correspondent cette fois à des interruptions de sédimentation et des érosions.

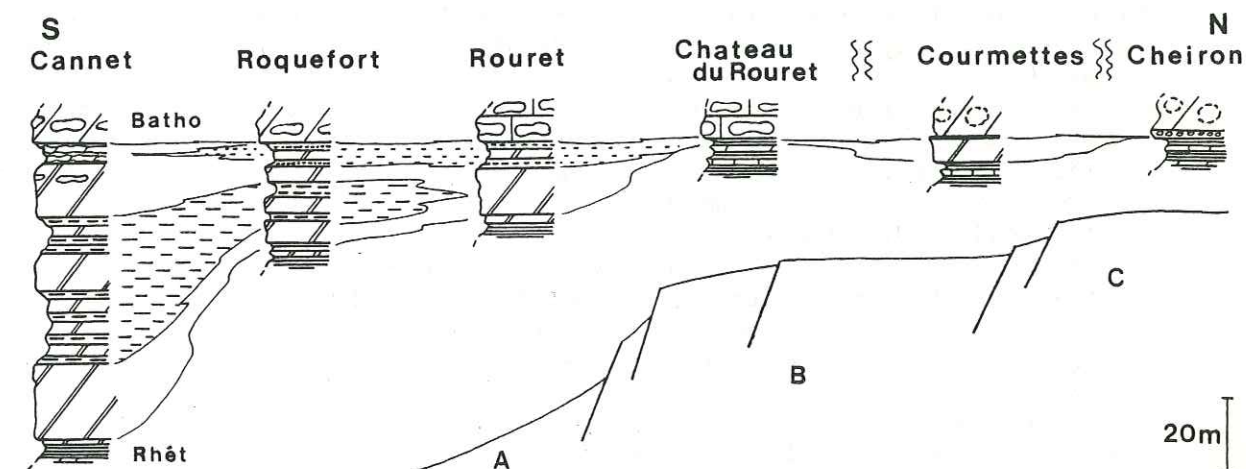


Fig.128 - Opposition entre une aire subsidente (A) et une zone haute (B), en bordure d'un môle de l'avant-pays grasseois dépourvu de dépôt (C) (formation des dolomies en parallélipèdes, schéma de la structure du bassin)

L'opposition entre ces deux types de séries rappelle ce qui est décrit dans la région Barrot-Argentera. Dans l'aire affaissée (bassin du Barrot), la sédimentation est pratiquement continue au Lias-Bajocien et on peut aussi y reconnaître trois corps sédimentaires : une corniche inférieure (Hettangien), une corniche médiane (Lias moyen) et une barre terminale (Bajocien-Bathonien).

Sur les zones non subsidentes (structures de la Tinée), les séries sont tronquées et des encroûtements stromatolithiques se développent.

La ressemblance est donc assez étroite entre les deux parties du bassin. Le domaine de sédimentation des dolomies en parallélépipèdes apparaît formé d'une aire au substratum affaissé (au S du Rouret), bordée par une zone haute mobile (au N du Rouret), elle-même accolée au plateau du Cheiron où aucun sédiment n'est conservé du Rhétien au Bathonien.

Le milieu de sédimentation

La formation des dolomies en parallélépipèdes, de faciès homogène en apparence, présente en fait des lithologies suffisamment différentes pour préciser le milieu de sédimentation (les interprétations s'appuient sur les travaux dans l'Actuel (B.H. PURSER 1980) et dans les sédiments anciens (G. LUCAS, P. CROS et J. LANG 1976).

- Les faciès dolomitiques

- De texture granulaire : aucun élément figuré n'est reconnaissable en lames minces. On peut cependant supposer qu'à l'origine le sédiment est grenu et que sa dolomitisation est précoce (interstratification au sein de sédiments fins). Les grains jointifs évoquent un dépôt sableux où la matrice est vannée dans un milieu modérément agité, ce que confirment les litages obliques dans certains bancs.
- De texture boueuse à laminites : les vases laminées sont actuellement plutôt localisées dans les tidal flats ou dans les étendues supratidales où la conservation de ces structures fragiles est possible en l'absence de bioturbation (pas d'organismes). Le caractère azoïque de la formation traduirait la persistance de ce type de milieu très superficiel du Rhétien au Bathonien. Quelques figures sédimentaires de diagénèse précoce montrent néanmoins des conditions de milieu variées :
 - Des laminations stromatolithiques régulières et assez épaisses, caractérisant plutôt la limite supérieure des marées (milieu intertidal). Ces laminations, ni décollées ni plissonnées, prouvent une humidité constante du tapis algaire (pas d'émersion durable).
 - Des cavités dont le plancher est colmaté par un dépôt microgrenu (sédiment interne), les vides étant fossilisés par de la calcite. La sédimentation interne est fréquente en zone supratidale vadose (zone où les sédiments sont partiellement saturés en eau), dans des cavités remplies de gaz (boues presque émergées).
 - Des brèches aux éléments anguleux peu déplacés. La dessiccation de vases laminées en milieu supratidal conduit actuellement à l'élaboration de brèches intraformationnelles, processus favorisé par les alternances de sédiments fins de texture différente.

- des birds eyes (ou structures fenestrées), interprétées comme des bulles de gaz piégées dans des boues non consolidées, et fossilisées par de la calcite. Les cavités gazeuses sont fréquentes en zone supratidale où l'émersion rapide des sédiments provoque un durcissement de leur surface empêchant les vacuoles de crever.
 - Des cavités horizontales, entre les laminations, reliées entre elles par des cavités verticales recoupant le sédiment. Ces figures qui résulteraient d'une accumulation de gaz ou d'une dessiccation, évoquent aussi un réseau de percolation en zone supratidale, aérienne ou vadose.
- Les dolomies en parallélépipèdes doivent donc être considérées comme des sédiments élaborés dans une aire subémergée ou émergée existant entre Grasse et Antibes du Rhétien au Bathonien. Ces conditions de dépôt sont assez proches de celles qui ont présidé à l'élaboration des sédiments fini-jurassiques : leur faciès rappelle d'ailleurs fréquemment celui des dépôts purbeckiens, en particulier par la présence de brèches intraformationnelles, de laminites et de marnes vertes. Seuls manquent les dépôts sapropéliques.
- Les faciès marneux
 - Les marnes versicolores
Souvent dolomitiques, elles renferment des tubes de calcite ramifiés (racines de végétaux ? tufs ?), des encroûtements de calcite, des rhomboèdres de dolomite ou de calcite, des amas pyriteux oxydés, des grains charbonneux (?), de rares grains de quartz parfois bipyramidés. Si la plupart des cristallisations carbonatées résultent vraisemblablement de la pédogénèse actuelle, les restes biologiques fossiles indiqueraient plutôt un milieu émergé ou lacustre ? Au S du Rouret, où ces intercalations rubéfiées sont plus fréquentes, l'existence d'aires émergées peut être envisagée avant le Bathonien. La continuité de sédimentation est donc peu probable dans ce secteur méridional, entre le retrait du milieu marin, encore caractérisé à la fin du Rhétien, et son retour au Bathonien.
 - Les marnes vertes
Les lavages ont livré des restes de lamellibranches (?), des amas pyriteux oxydés, des tubes encroûtés de calcite et quelques grains de quartz arrondis et de petite taille. Les nanofossiles calcaires ne sont pas conservés (comme dans les marnes versicolores), mais d'après les tests de recherche palynologique, les éléments de matière organique apparaissent moins altérés dans les marnes vertes. Le milieu de sédimentation de ces marnes est sensiblement plus réducteur, conséquence d'émersions peut-être moins fréquentes ou moins longues au N du Rouret où ce faciès est plutôt localisé.
 - Les organismes
Les éléments biologiques reconnaissables sont rares, la dolomitisation effaçant leur structure en particulier dans les dolomies de texture granulaire. Toutefois, l'absence de bioturbation dans les dolomies à laminites prouve le manque d'organismes sur le fond et dans les sédiments durant la plus grande partie du dépôt de cette formation.
 - Quelques empreintes de lamellibranches (?) existent cependant

au sommet de la formation. Ces faunes traduiraient une modification de l'environnement de dépôt, confirmée par les intercalations de calcaires et dolomies à chailles ou à bioclastes marins. C'est donc une ingression marine qui vient, avant le Bathonien, inonder progressivement ce domaine jusque-là en position supratidale. Si les dolomies en parallélépipèdes sont liasiques et bajociennes, la modification d'environnement au sommet de la formation pourrait être bajocienne ?

Dans la région Barrot-Argentera, le Lias supérieur-Bajocien correspond à un approfondissement et une ouverture sur le large dans les parties subsidentes du bassin. Il est tentant de retrouver le même phénomène entre Grasse et Antibes, mais cela demeure une hypothèse.

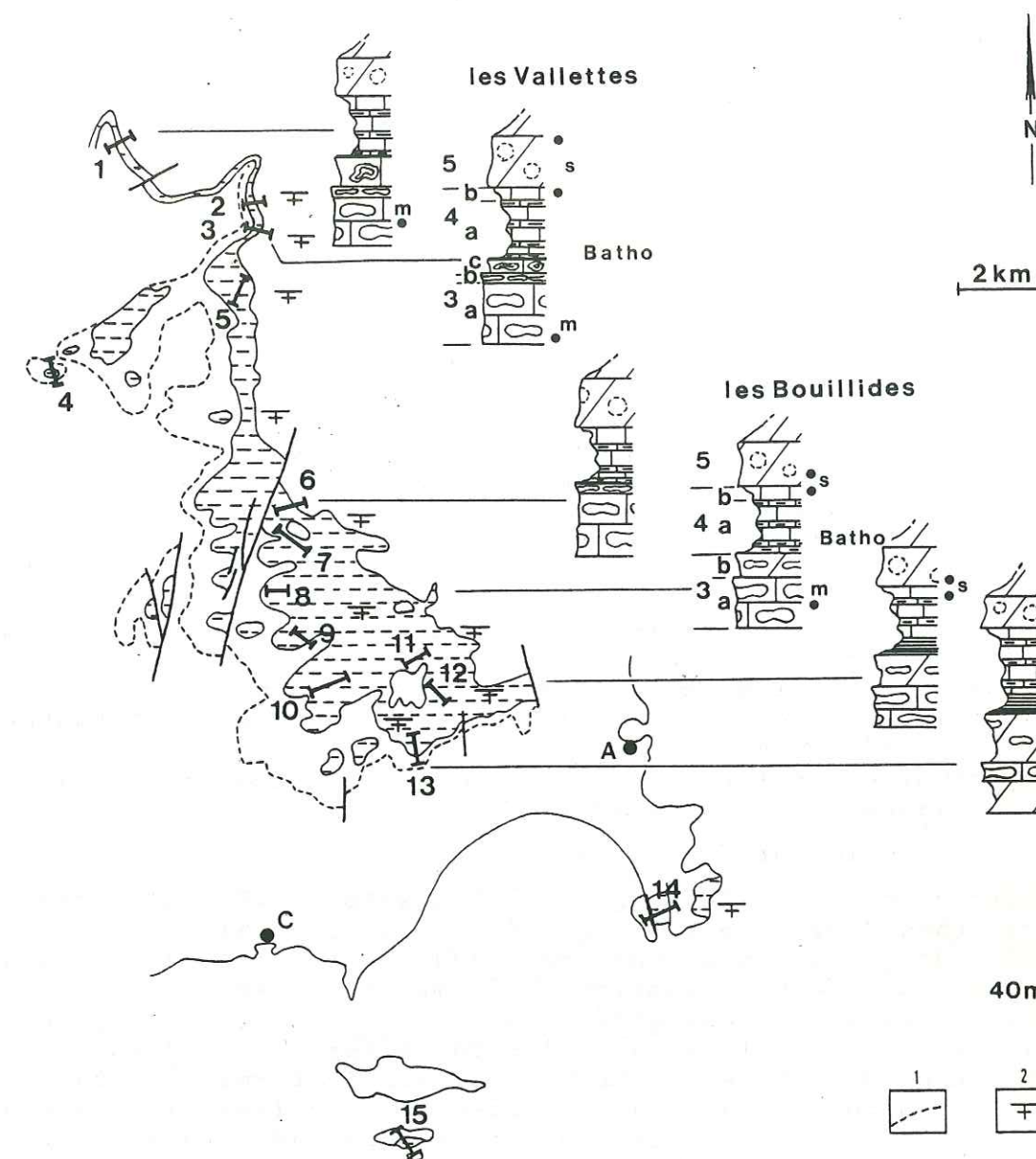
En conclusions, les dolomies en parallélépipèdes se déposent du Rhétien au Bathonien dans un milieu inter à supratidal occupant le territoire situé entre Grasse et Antibes. Ce domaine est subsident et fréquemment émergé au S ; une zone haute mobile le borde au N à proximité du plateau des Baous et du Cheiron, limites S du domaine alpin à ce moment. La sédimentation dolomitique est interrompue par des apports argileux discrets et pauvres en quartz, provenant de l'altération et de l'érosion de terrains cristallins émergés (massif des Maures (?) ou du démantèlement de leur enveloppe sédimentaire paléozoïque (?). La disparition de l'apport quartzueux, si important au Rhétien, et la discrétion de l'apport argileux, pourraient résulter d'un arrêt de l'érosion à la fin du Trias ou d'un ennoyage partiel du massif. Dans le bassin du Barrot, l'apport détritique disparaît aussi à l'Hettangien.

Cette partie du bassin occupe donc jusqu'au Bathonien une position particulière : isolée du domaine marin alpin au N, bordée par un domaine émergé au S, elle est en relation à l'W avec le bassin provençal où s'élaborent des dépôts de faciès comparables au même moment. A l'E, les séries, très rapidement réduites, n'ont pu être mises en évidence au-delà du Var.

b) Les argilo-calcaires du Dogger et la base des dolomies néojurassiques

Fig.129 - Localisation des profils dans la formation des argilo-calcaires du Dogger.

(1 Pont-du-Loup, 2 Les Vallettes, 3 Gorges inférieures du Loup, 4 Châteauneuf, 5 Loos, 6-7 Valbonne, 8-9 Bouillides, 10 Mougins, 11 La Valmasque, 12 Antibes (péage de l'autoroute), 13 Vallauris, 14 Cap d'Antibes, 15 Ile St-Honorat - 1 Limite inférieure des dolomies en parallélépipèdes, 2 Gisements de rhynchonelles (*Burmishynchia decorata*).



- Approche stratigraphique

- Trois unités, inégalement fossilifères et de faciès bien différents, composent la formation attribuée au Dogger (Fig.130) :
 - Des calcaires bioclastiques et des dolomies à chailles renfermant quelques rhynchonelles bathoniennes dès la base.
 - Des argilo-calcaires à lamellibranches, rhynchonelles nombreuses et de divers types (*Burmishynchia mediterranea*, *B. turgida*, *B. decorata*) et foraminifères (*Meyendorffina bathonica*) indiquant le Bathonien supérieur.
 - Des dolomies massives à la base de la formation des dolomies néojurassiques, livrant de rares rhynchonelles du Bathonien supérieur (*B. decorata*) sur plusieurs profils (Les Vallettes, Antibes près du péage de l'autoroute, St-Philippe dans le valon des Bouillides).
- La formation comprise entre les dolomies en parallélépipèdes et

les dolomies néojurassiques est donc entièrement bathonienne. En l'absence de céphalopodes, il n'est pas possible de préciser davantage la stratigraphie, en particulier l'âge des assises à chailles ; l'absence de *M. bathonica* dans ces niveaux, si elle n'est pas liée au faciès, permet de penser qu'elles représentent plutôt le Bathonien inférieur et (ou) moyen.

- Reconstitution de l'environnement sédimentaire

Le bassin de sédimentation

Deux domaines sont reconnus, caractérisés par des séries différentes :

- . Au N de Valbonne, la succession avec plusieurs niveaux de rhynchonelles est comparable à celles de Pont-du-Loup et de la Sarée.

- Coupe des Vallettes

3.a-Calcaires bioclastiques gris brun à chailles (35 m), en bancs épais, riches en polypiers, échinidés, gastropodes et lamellibranches. Accidents siliceux s'accumulant au sommet (env. 2 m).

b-Calcaires bioclastiques gris brun, riches en oncolithes (3 m).

c-Calcaires ferrugineux roux et violacés (0,5 à 1 m), se délitant en rognons.

4.a-Argilo-calcaires gris jaunâtre et dolomies gris clair (40 m), renfermant à la base d'abondantes *Burmihynchia mediterranea*.

b-Calcaires lithographiques beiges et calcaires argileux jaunâtres (2 m) livrant *B. decorata*.

5 - Dolomies gris clair (env. 30 m).

- En direction de Pt-du-Loup et de Bar-s-Loup, les calcaires à oncolithes (3b) s'épaississent et les argilo-calcaires (4a) sont plus riches en brachiopodes (*Burmihynchia turgida* abondantes, succèdent ou remplacent *B. mediterranea*). Vers Valbonne, les calcaires à oncolithes (3b) disparaissent dans la vallée de la Brague, les calcaires ferrugineux (3c) recouvrant directement l'horizon silicifié terminant (3a). La dolomitisation envahit les argilo-calcaires (4a), les rhynchonelles sont plus rares et des marnes à pholadomyes et huîtres se développent. Seuls les calcaires à *Burmihynchia decorata* (4b) et les dolomies (5) ne présentent pas de variation de faciès entre Valbonne et Pt-du-Loup.

- . Au S de Valbonne, les séries plus argileuses et riches en lamellibranches, rappellent celles de Grasse et Cabris.

- Coupe des Bouillides

3.a-Calcaires bioclastiques gris brun à chailles (15 à 20 m), entroques, lamellibranches et brachiopodes.

b-Dolomies brunes et calcaires dolomitiques bruns à chailles (15 m), avec des îlots de calcaires bioclastiques beiges à chailles, et des interbancs marneux fréquemment versicolores. Le toit de cette unité est érodé, ferruginisé ou rubéfié.

4.a-Marnes jaunâtres (5 à 10 m) puis calcaires bioclastiques et argilo-calcaires jaunâtres souvent rognoneux (40 m),

à petits polypiers, pholadomyes, huîtres, gastropodes, rares brachiopodes, pistes de vers, débris végétaux, brèches calcaires et lentilles gréseuses.

b-Calcaires lithographiques beige clair (5 à 10 m), en gros bancs séparés par des calcaires rognoneux renfermant *Burmihynchia decorata*.

5 - Dolomies gris clair (10 à 20 m ?).

- En direction de Valbonne, les calcaires à chailles (3) se terminent par un encroûtement ferrugineux et oncolithique, les argilo-calcaires (4a) sont moins développés.

Vers Antibes, la dolomitisation envahit l'unité (3), des argiles (base de 4) se développent dans la région de Vallauris, les argilo-calcaires (4a) à pholadomyes et huîtres s'épaississent, les rhynchonelles sont peu fréquentes. Comme au N de Valbonne, seuls les calcaires à *Burmihynchia decorata* (4b) et les dolomies (5) sont partout présents sous le même faciès.

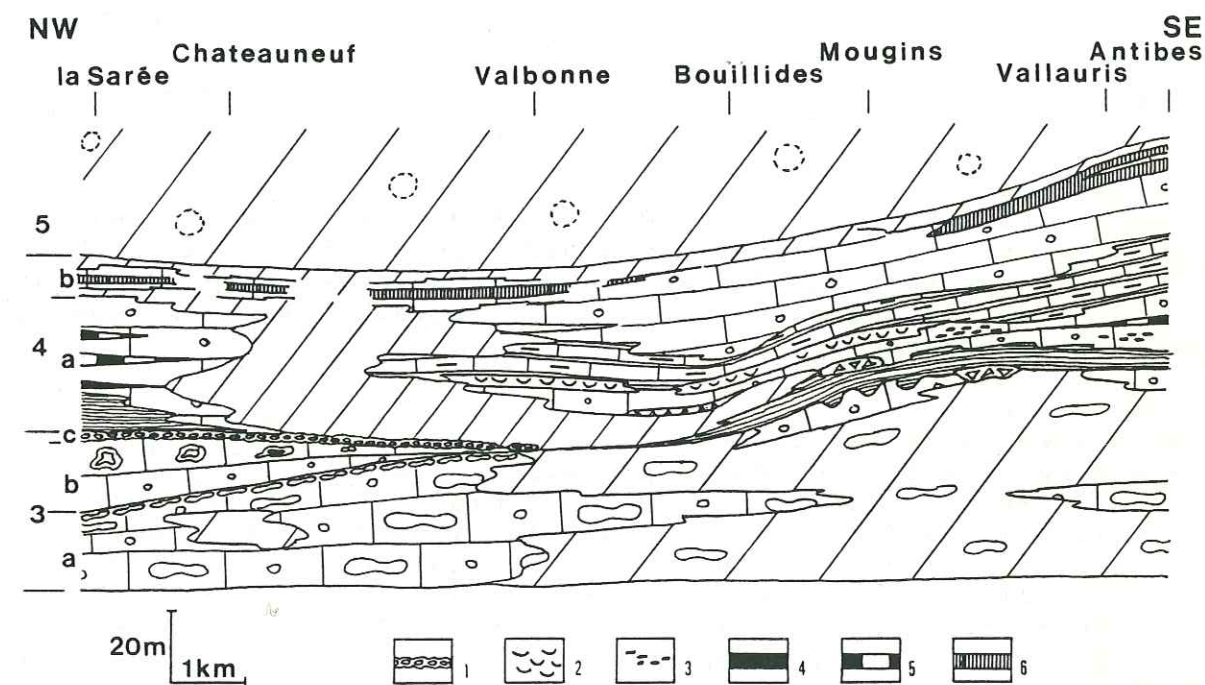


Fig.130 - Les séries bathoniennes entre les gorges du Loup et Antibes : des argilo-calcaires à lamellibranches font place latéralement à des calcaires à rhynchonelles, comme entre les gorges du Loup et Cabris (Fig.119) (1 Croûte d'oncolithes, 2 Lamellibranches, 3 Végétaux, 4 *B. mediterranea*, 5 *B. turgida*, 6 *B. decorata kiliani*)

- . En résumé, la formation bathonienne, partout de même puissance, scelle les dolomies en parallélépipèdes aux épaisseurs contrastées : la possibilité de déformations anté-bathonniennes se confirme.

Les sédiments bathoniens sont d'abord de faciès très différents: calcaires à rhynchonelles (en bordure du plateau du Cheiron), argilo-calcaires à lamellibranches (dans la région d'Antibes).

Au Bathonien terminal, les rhynchonelles envahissent tout le territoire et les sédiments sont partout calcaires. Le bassin n'est donc plus différencié au Bathonien terminal. L'environnement sédimentaire s'est modifié, les différents domaines de dépôt reconnus jusque-là ont disparu.

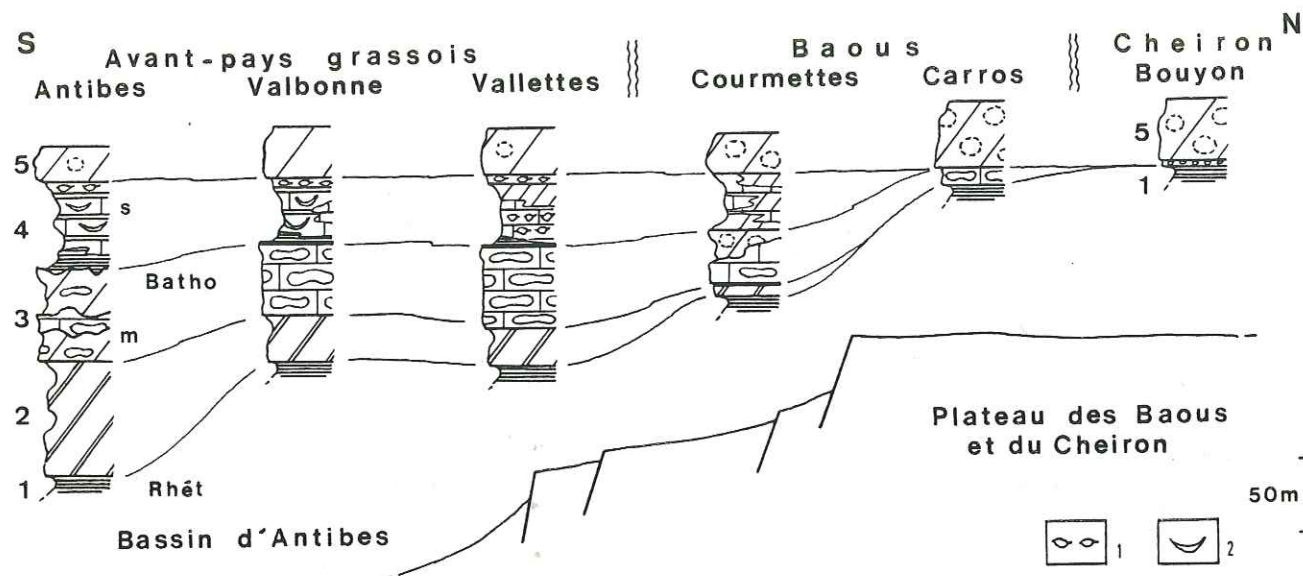


Fig. 131 - Influence des structures anté-bathonniennes sur les faciès et uniformisation des dépôts au Bathonien terminal (formation des argilo-calcaires du Dogger de l'avant-pays de Grasse) (1 Rhynchonelles, 2 Lamellibranches)

Le milieu de sédimentation

- Les calcaires et dolomies à chailles (unité 3)
- . Sur l'ensemble du territoire, les microfaciès indiquent un milieu marin (spongiaires, polypiers, gastropodes, lamellibranches, serpulidés, échinodermes, bryozoaires, brachiopodes), aux eaux calmes (wackestones et packstones) ou plus agitées (grainstones, surfaces d'usure, vannage partiel de la matrice micritique et cimentation des vides par de la sparite, grains arrondis, oolithes). La profondeur est faible (oncolithes, cavités à remplissages polarisés, encroûtements de calcite autour des grains).
- Il n'y a pas d'indice d'émersion, pas d'apport terrigène, et le milieu demeure constamment marin et assez ouvert comme l'atteste une microfaune variée et assez abondante (miliolidés, lenticulines, lituolidés, textularidés, trocholines, nubéculaires ?).
- Les calcaires et dolomies à chailles s'élaborent donc en milieu infratidal, proche de la zone intertidale (?) ; la dolomitisation dans le domaine méridional (au S de Valbonne), pourrait être liée à l'éloignement du large (?)
- . Au toit de l'unité 3, les oncolithes ferruginisés sont pratiquement l'unique élément biologique. Ils indiquent un milieu toujours marin, situé dans la zone découverte par les marées.

Par suite d'un comblement ou d'un arrêt de la subsidence, le bassin est moins profond et les indices d'émersion apparaissent à Valbonne (encroûtement dissymétrique rappelant des microstalactites ?). Avant le dépôt des argilo-calcaires (unité 4), il se produit donc une diminution de la profondeur au N de Valbonne et des émergences au S. Dans cette dernière région, l'érosion du toit des dolomies et calcaires à chailles ne permet pas de retrouver cet épisode. L'érosion peut être le fait d'une altération météorique (dissolution karstique ?) ou d'une ablation avant le dépôt des argilo-calcaires (4).

- Les argilo-calcaires (unité 4)
- . Les faciès argileux (4a)
- Les lavages de marnes ont livré des ostracodes, lamellibranches, radioles et sclérites d'échinodermes, gastropodes, dents de poissons, serpulidés, brachiopodes, indiquant un milieu marin sans doute assez proche du littoral (pholadomyes et huîtres). Le caractère marin du milieu est confirmé par la microfaune (dentalines, nautiloculines, *Meyendorffina bathonica*). Les apports détritiques non argileux (quartz, biotite et muscovite) et les éléments non marins (débris ligneux, charophytes) sont discrets.
- Comme dans la région de Grasse-Cabris, ces argiles se déposent donc en milieu franchement marin, proche d'aires émergées, et le retour des eaux marines est progressif (caractère littoral de la faune occupant un substratum qui a été émergé).
- La provenance de ces argiles demeure hypothétique. Pour L. GINSBURG (1959) ces argiles "doivent être considérées comme des apports détritiques venus d'une terre émergée voisine sur laquelle s'étaient installées des lagunes. La localisation de ces argiles dans l'étroite région de Vallauris indique la présence de ces faciès continentaux uniquement à l'W de cette localité".
- L'analogie des faciès argileux de Grasse et Antibes élargit leur aire de dépôt sans modifier l'interprétation précédente. Les argiles proviennent vraisemblablement de l'W (pour la région d'Antibes) et du S (pour la région de Grasse), et peuvent représenter les produits d'altération de terrains cristallins émergés.
- . Les faciès calcaires (4a)
- Calcaires brêchiques
- Des brèches à éléments calcaires ou dolomitiques se rencontrent de façon discontinue à la base des argilo-calcaires au S de Valbonne (Bouillides, Mougins). Elles résulteraient du démantèlement sur place de sédiments bathoniens au cours de l'émersion qui affecte ce secteur avant le Bathonien supérieur. Des brèches à éléments siliceux (uniquement des quartz) prouvent l'absence de dépôt jurassique à ce moment sur un territoire voisin.
- Calcaires à trame boueuse (mudstones et wackestones)
- Les restes biologiques sont de même nature que dans les faciès argileux. La microfaune (textularidés, lituolidés, nodosariidés et fréquentes *Meyendorffina bathonica*) indique un environnement de dépôt franchement marin, aux eaux calmes (pas de vannage de la matrice micritique) et proche du littoral (pholadomyes, huîtres).
- Calcaires à trame granulaire (packstones)
- Les éléments figurés sont aussi variés que dans les faciès boueux ; oncolithes, grains micritiques et agrégats sont toutefois plus fréquents. La microfaune, comparable à celle des faciès

boueux est caractérisée par l'abondance des trocholines. La texture granulaire ne résulte pas d'un vannage de la matrice (les fines ne sont pas éliminées), mais d'une fragmentation sur place des organismes et du sédiment (packstones de dissociation ?). Les faciès calcaires à grains se forment donc dans un milieu assez calme, peu différent de celui des faciès boueux calcaires ou argileux.

• Les faciès calcaires à *Burmírhynchia decorata* (4b)

Le plus souvent lithographiques et renfermant des imprégnations de marnes verdâtres, ces calcaires montrent en lames minces des faciès variés :

- Micrites à touffes algaires (*Cayeuxia* ?) et à coquilles minces parfois accumulés en strates (ostracodes ou lamellibranches).
- Micrites à oncoïdes entassés et piégeant des vides fossilisés par de la sparite.
- Micrites présentant un réseau de craquelures orthogonales, ou des birds-eyes reliés par des fentes, ou un début de bréchification.

Quelque soit le faciès, les éléments biologiques sont peu nombreux : foraminifères assez rares (miliolidés, agglutinants) et bioclastes peu variés (gastropodes, lamellibranches, plus rarement des échinodermes). D'après ces observations, les calcaires à *B. decorata* s'élaborent dans un milieu marin peu ouvert, calme, très peu profond avec des émergences temporaires, où les apports d'origine non marine ne sont pas rares.

La sédimentation des argilo-calcaires bathoniens de l'avant-pays de Grasse se termine donc par un retrait prononcé des milieux franchement marins. Le même phénomène existant aussi dans la région de Grasse, tout le territoire situé au S de Caussols et des Baous est occupé au Bathonien terminal par des lagunes peuplées de rhynchonelles.

- Les dolomies (unité 5)

Ces dolomies qui jalonnent la base de l'ensemble dolomitique "néojurassique" renferment peu d'éléments permettant de préciser leur milieu de formation. Quelques moulages internes de rhynchonelles (*B. decorata*) montrent cependant que les sédiments étaient à l'origine calcaires et que la dolomitisation n'est pas précoce.

Le retrait des milieux franchement marins mis en évidence à la fin du dépôt des argilo-calcaires (4) a dû persister provoquant un confinement dans les lagunes. Le développement de faciès dolomitiques s'observe d'ailleurs dès les niveaux à *B. decorata* (4b) : à Antibes, des dolomies à grains fins renfermant des petites rhynchonelles s'intercalent au sein des calcaires lithographiques à *B. decorata* de grande taille.

L'environnement a donc peu varié entre le dépôt des calcaires à *B. decorata* (4b) et celui des dolomies (5).

Evolution de la sédimentation au Bathonien (résumé)

- Pour la première fois au Jurassique, l'avant-pays de Grasse est recouvert par une mer ouverte et d'abord assez profonde. Le substratum s'est affaissé dans son ensemble, et les milieux sont moins ouverts au S de ce territoire (dolomitisation).
- Au Bathonien inférieur ou moyen (?), l'affaissement du substratum cesse entre Antibes et Grasse, et le secteur méridional (entre Valbonne et Antibes) émerge. Le secteur septentrional

(entre Valbonne et Grasse) n'émerge pas mais les dépôts y témoignent de conditions de milieu littorales.

- L'affaissement du substratum reprend au Bathonien moyen-supérieur et les milieux franchement marins recouvrent tout le territoire. Le domaine marin ne doit pas s'étendre très loin au S et à l'W où existent vraisemblablement des aires émergées. Le milieu de dépôt, en position littorale, est peu profond et calme.
- Au Bathonien terminal, un comblement du bassin provoque le confinement d'étendues d'eaux lagunaires occupant toute la région de Grasse et d'Antibes.

En conclusions. Entre Grasse et Antibes, les sédiments bathoniens se déposent dans un bassin peu profond où les émergences sont fréquentes. Bordé au S ou au SW par une aire émergée, ce bassin est isolé du domaine alpin jusqu'au Bathonien supérieur par le plateau du Cheiron et des Baous (au N).

Le dispositif sédimentaire semble donc orienté sensiblement E-W ou NW-SE, avec un prolongement possible (?) en direction du bassin provençal situé à l'W. Du Rhétien au Bathonien supérieur, il n'y a pas de modification importante de ce dispositif.

c) Les dolomies néojurassiques

- Approche stratigraphique

Entre les calcaires à *Burmírhynchia decorata* (Bathonien supérieur) et les calcaires blancs lités de faciès purbeckien (Jurassique terminal et base du Crétacé ?), aucun dépôt n'est épargné par la dolomitisation. Aussi, le découpage stratigraphique proposé pour cette formation épaisse de 300 m est nécessairement sommaire ; en partie déduit de comparaisons avec les séries voisines, il est étayé par quelques faunes nouvelles.

- Trois ensembles sont reconnus sur une succession moyenne reconstituée à partir de nombreuses coupes le plus souvent fragmentaires :

I - Un ensemble inférieur (env. 50 m), de dolomies gris clair à gros grains, en bancs massifs, livrant au Cap d'Antibes des rhynchonelles du Callovien moyen ou supérieur, sans qu'on puisse préciser le niveau exact dans la série. A la partie supérieure, dolomies gris brun à grains fins, avec des surfaces de bancs fréquemment rougeâtres ou violacées.

II - Un ensemble médian (env. 100 m), de dolomies brunes à grains fins plus grossières à la base et au sommet, régulièrement litées. Près de St-Paul-de-Vence et vers Biot, rhynchonelles de l'Oxfordien supérieur ou du Kimméridgien à la partie terminale.

III - Un ensemble supérieur (env. 150 m) de dolomies gris clair ou plus rarement blanches, à gros grains (saccharoïdes), affleurant en barres massives dans les gorges inférieures du Loup. Aucun fossile, mais des accidents siliceux dans les 50 premiers mètres (près de St-Paul-de-Vence, vers Antibes).

- Les comparaisons avec des séries voisines (Fig.133) précisent indirectement les attributions stratigraphiques :
 - D'après les épaisseurs et la morphologie en affleurement, l'ensemble I serait équivalent des barres et talus du Dogger.

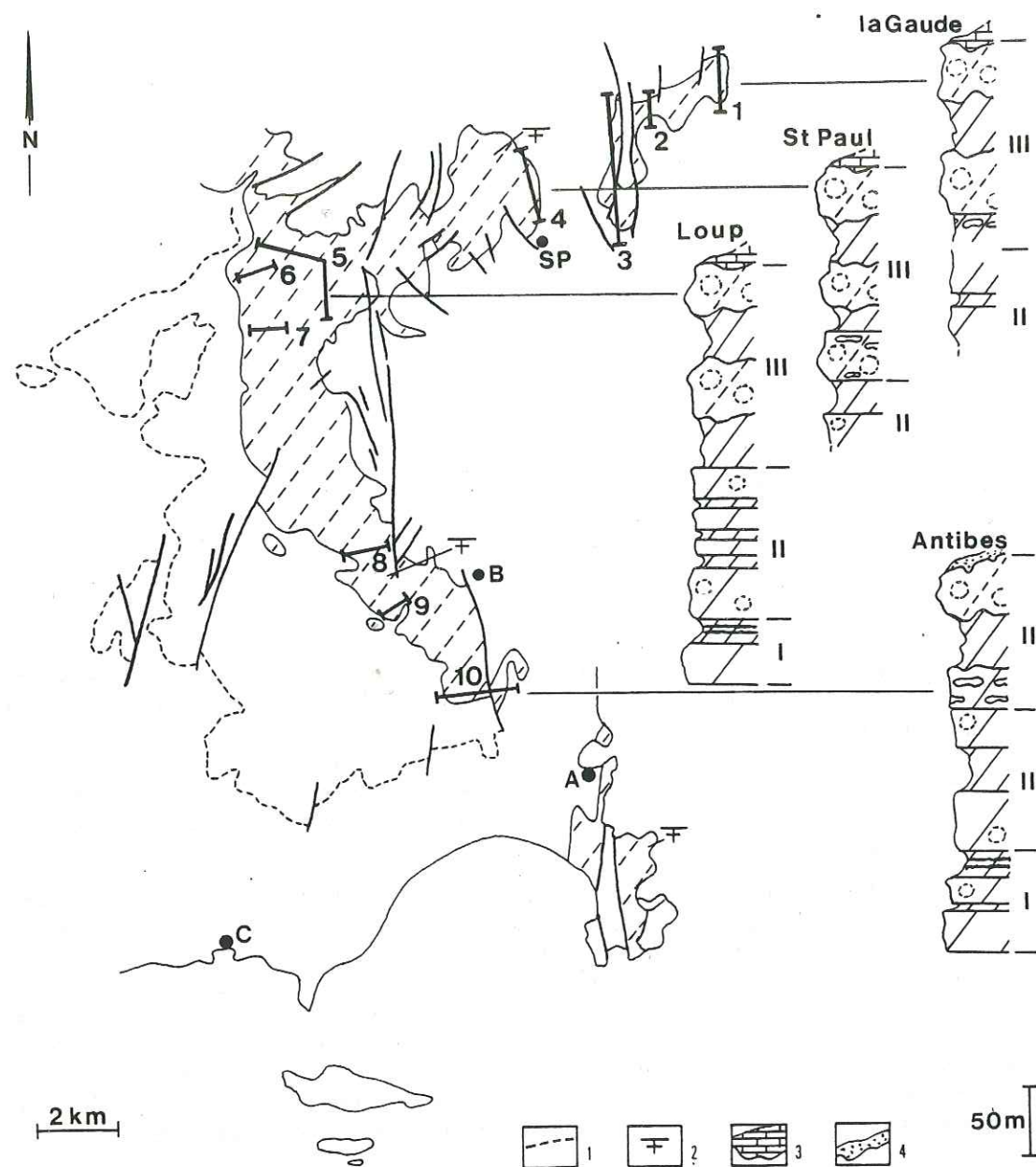


Fig.132 - Localisation de quelques profils dans la formation des dolomies néojurassiques (1 à 3 La Gaude, 4 St-Paul, 5 Gorges inférieures du Loup, 6 Courraouts, 7 Le Rouret, 8 Biot, 9 Bouillides, 10 Antibes péage de l'autoroute - 1 Limite inférieure des dolomies en parallélipèdes, 2 Gisements de rhynchonelles - A Antibes, B Biot, C Cannes, SP St-Paul-de-Vence)

Les ensembles II et III représenteraient la falaise du Jurassique supérieur.

Les jalons chronologiques trouvés dans les dolomies néojurassiques de l'avant-pays grassois confirment cette assimilation.

- D'après les faciès et les faunes, le découpage défini à Caussois et dans les Baous (unités 6 à 9) correspond de façon satisfaisante avec les principaux changements de faciès des dolomies néojurassiques :

. Le Bathonien supérieur (5) est partout sous faciès dolomitique (à gros grains).

. Les dépôts sont progressivement plus dolomitiques (à grains fins) vers le S au Callovien (6) et à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien (8).

. Les calcaires à chailles et calcaires récifaux du Jurassique terminal (9) sont plus magnésiens (à gros grains) vers le SE.

- Suivant ce schéma, les dolomies à surfaces de bancs violacées du toit de l'ensemble inférieur (I), pourraient alors être attribuées à l'Oxfordien moyen. Elles occupent au sein des dolomies néojurassiques une position comparable à celle des calcaires rognoneux, glauconieux et grumeleux (7) si fossilifères à cette époque au N de l'avant-pays de Grasse.

- En résumé, le découpage stratigraphique proposé pour la formation des dolomies néojurassiques de l'avant-pays grassois est le suivant :

-I (6) : Bathonien supérieur et Callovien

(7) : Oxfordien (moyen ?)

-II (8) : Oxfordien supérieur et Kimméridgien

-III(9) : Jurassique terminal (Portlandien et une partie du Berriasien ?)

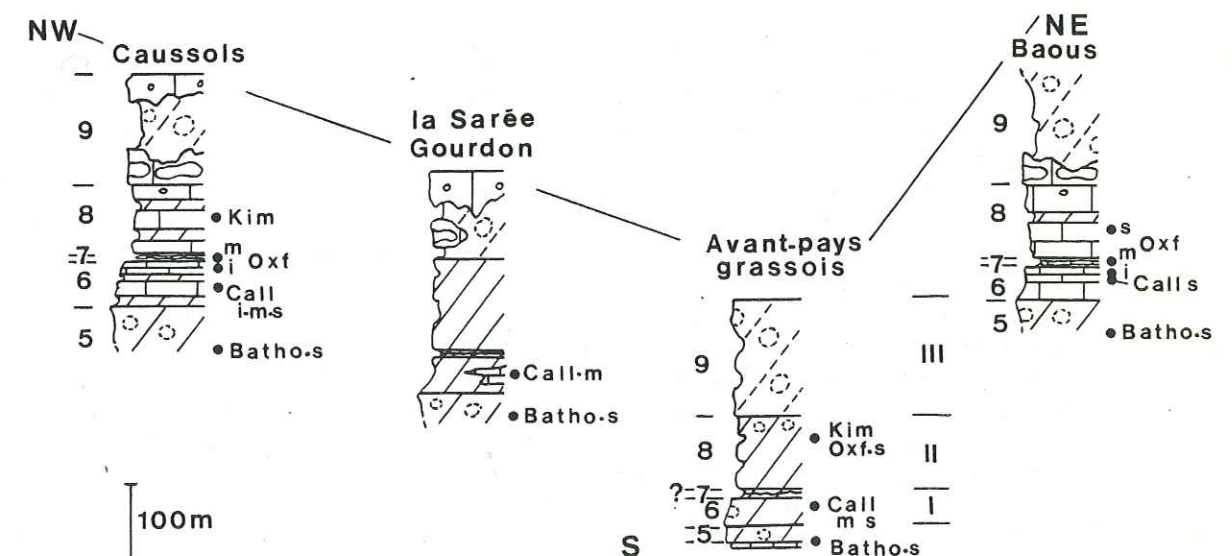


Fig.133 - La formation des dolomies néojurassiques de l'avant-pays de Grasse comparée aux séries voisines

- Reconstitution de l'environnement sédimentaire

Le bassin de sédimentation

La région antiboise, aux dépôts de faciès et d'épaisseurs bien différents du Rhétien au Bathonien, n'apparaît plus comme un domaine de sédimentation particulier à partir du Callovien. Pour chacun des niveaux reconnus dans la formation des dolomies néojurassiques, les variations d'épaisseurs et de faciès ne sont pas significatives ; elles traduisent une subsidence (de même importance) et un environnement de dépôt comparable à un moment donné sur l'ensemble de ce territoire. Comme ailleurs, le Bathonien terminal correspond donc à une modification importante du dispositif sédimentaire et du style de déformation du tréfonds.

Le substratum ne s'affaisse cependant pas régulièrement : la subsidence, peu importante du Bathonien terminal au Callovien supérieur (50 m), est forte de l'Oxfordien supérieur au Jurassique terminal (250 m). Entre ces deux épisodes, les dépôts attribuables à l'Oxfordien (moyen ?) sont réduits (10 à 20 m) et fréquemment rubéfiés. On peut envisager, comme dans les régions voisines, un ralentissement important de l'enfoncement du substratum, accompagné d'une sédimentation perturbée (discontinue ?).

Le milieu de sédimentation

Les dolomies néojurassiques recouvrent les argilo-calcaires bathoniens et sont scellées par les calcaires lités de faciès purbeckien. La dolomitisation pourrait être pratiquement contemporaine du dépôt et liée, d'après L. GINSBURG (1959), "à des conditions de sédimentation originelles". Les deux faciès reconnus (dolomies litées à grains plutôt fins, et dolomies massives à gros grains) indiqueraient alors des conditions de dépôt différentes, qu'on peut reconstituer en partie à l'examen du contexte régional et des calcaires épargnés par la dolomitisation.

. Le faciès dolomitique à grains fins

Fréquent du Callovien au Kimméridgien, il est semblable à celui des strates dolomitiques s'intercalant dans les calcaires à céphalopodes des Baous et de Caussols. Les intercalations magnésiennes sont interprétées dans ces régions comme résultant d'une diagénèse précoce dans des estrans éloignés du large, et on peut envisager le même mode de formation entre Grasse et Antibes.

Des calcaires lités, occupant au sein des dolomies néojurassiques la position de sédiments calloviens (à une dizaine de mètres sous les dolomies à surfaces de bancs violacées, près de Roquefort-les-Pins) confirment cette interprétation : milieu de dépôt peu ouvert (absence de céphalopodes, filaments et foraminifères), calme (boue micritique) et peu profond (cavités et fentes (?) remplies de sparite). Le développement de ces dolomies litées à grains fins traduit la persistance de ce type de milieu après le Bathonien entre Grasse et Antibes.

. Le faciès dolomitique à gros grains

Très développées au Jurassique terminal, les dolomies granulaires présentent rarement le faciès blanc saccharoïde

si fréquent dans les séries plus septentrionales ; leur teinte est plutôt gris clair ou beige clair (diagénèse ou milieu d'élaboration différents ?). Les constructions biologiques et les produits de démolition associés n'ont pas été retrouvés (ont-ils existé, la diagénèse a-t-elle tout effacé ou le milieu était-il particulier ?).

Les éléments réunis ne permettent pas de préciser ce qui peut être attribué à la diagénèse ou au milieu. Cependant, la singularité des faciès sur ce territoire tout au long du Jurassique serait en faveur d'un milieu de formation particulier qui s'intègre assez bien dans le contexte régional.

Du N au S, le dispositif sédimentaire au Jurassique terminal peut être ainsi schématisé :

- Vases à calpionelles et ammonites dans le domaine alpin (Barrot, Vial et Estéron).
- Constructions biologiques et produits de démolition (Cheiron)
- Dolomies blanches saccharoïdes et petites constructions isolées (Audibergue, Caussols et arrière-pays grassois).
- Dolomies granulaires gris ou beige clair (avant-pays de Grasse)

Ainsi déduit de l'organisation paléogéographique, le milieu de formation de ces dolomies est en position très interne (avec des émergences possibles). Le confinement, suivant ce schéma, résulterait à la fois de l'isolement et de l'éloignement de ce domaine lors de la régression fini-Jurassique.

- En conclusions. Du Callovien au Kimméridgien, l'avant-pays de Grasse est occupé par des estrans peu éloignés du large ; la dolomitisation qui s'y développe est liée à une diagénèse précoce des sédiments.

Après le Kimméridgien, cette partie du bassin est couverte de lagunes très éloignées du large ; les dolomies qui s'y élaborent pourraient résulter de la transformation de sédiments sableux largement étalés en arrière d'un dispositif récifal. Cette dolomitisation est donc liée à une diagénèse plus tardive, achevée toutefois avant le dépôt des calcaires lités de faciès purbeckien.

d) Les dépôts de faciès purbeckien

Ils sont exploités en carrières pour leur débit en dalles et la finesse de leur grain. Affleurant en auréole discontinue à la périphérie des dolomies néojurassiques, la formation disparaît en partie au S de l'avant-pays de Grasse (Fig.125), érodée et recouverte par des terrains d'âges variés. Le dispositif sédimentaire ne peut donc être reconstitué lors de la régression fini-jurassique.

- Approche stratigraphique

Pour P. DONZE (1958), la formation comprend deux ensembles :

- . A la base, des calcaires lités et marnes vertes de faciès purbeckien.
- . Au sommet, quelques mètres de calcaires élaborés en milieu marin.

L'auteur attribue la partie supérieure de la formation au Valanginien en comparant les séries de l'avant-pays grassois à celles de l'arc de Nice qui renferment des faunes plus caractéristiques.

Les éléments recueillis dans différents profils ne m'ont pas permis de préciser la stratigraphie, en particulier l'âge des niveaux les plus inférieurs (Portlandien ? Berriasien ?). Le faciès purbeckien a pu aussi apparaître à des époques différentes (les séries sont-elles plus épaisses parce qu'il se manifeste plus tôt ?).

- Origine des variations d'épaisseur

Les séries épaisses (50 à 80 m), fossilisées par des argilo-calcaires néocomiens, sont localisées au N (entre Roquefort-les-Pins et la Gaude). Les séries réduites (10 à 20 m), recouvertes en discordance par des dépôts tertiaires, affleurent plutôt au S (de Roquefort-les-Pins à Antibes). Les variations d'épaisseurs paraissent donc liées à une érosion post-jurassique. Comme la plupart des auteurs l'ont noté, la surface d'érosion tertiaire recoupe obliquement les séries mésozoïques de l'avant-pays de Grasse basculé dans son ensemble.

- Evolution de l'environnement sédimentaire

Dans les séries non érodées (Fig. 134) :

- 9 - Dolomies néojurassiques
- 10.a-Calcaires blancs lités (50 à 60 m), à marnes vertes, cailloux noirs, brèches et laminites, de faciès purbeckien.
- b-Calcaires blancs sans marnes vertes (env. 10 m), à trocholines et dasycladacées (milieu marin ouvert en position littorale ?), puis à clypéines (milieu marin moins ouvert). Pour P. DONZE, cette unité représente le Valanginien.

11 - Argilo-calcaires du Néocomien.

12 - Dépôts tertiaires

Dans les séries qui n'ont pas été érodées au Tertiaire, l'épisode purbeckien est bien suivi d'un épisode de sédimentation en milieu marin franc, conformément aux descriptions de P. DONZE (1958).

Dans les séries tronquées :

- 9 - Dolomies néojurassiques
- 10.a-Dépôts de faciès purbeckien de même lithologie que dans la coupe précédente. Les microfaciès indiquent de bas en haut un retrait progressif des milieux franchement marins :
 - Domaine marin infralittoral (micrites à nodosariidés, lituolidés, algues et grains micritiques)
 - Domaine marin intertidal ? (micrites à stromatolithes pelletoides, coprolithes et microbrèches)
 - Domaine inter à supratidal avec des émergences temporaires (micrites à laminations, microbrèches, craquelures orthogonales fossilisées par de la sparite, cavités avec sédiment interne, réseau de fentes horizontales reliées par des fentes verticales).
 - Domaine subémergé (micrites à charophytes, avec des fentes et cavités aux parois encroûtées de calcite et micrites à birds-eyes et craquelures)

- 12 - Surface d'érosion qui entaille les dix derniers mètres (dans la carrière située en bordure de la N85 entre Villeneuve-Loubet et Roquefort-les-Pins) ; la morphologie résultante est comblée par des sédiments tertiaires. Sur cette coupe, l'érosion a donc enlevé les argilo-calcaires néocomiens (11), les calcaires valanginiens (10b) et une partie peut-être non négligeable des dépôts de faciès purbeckien (10a).

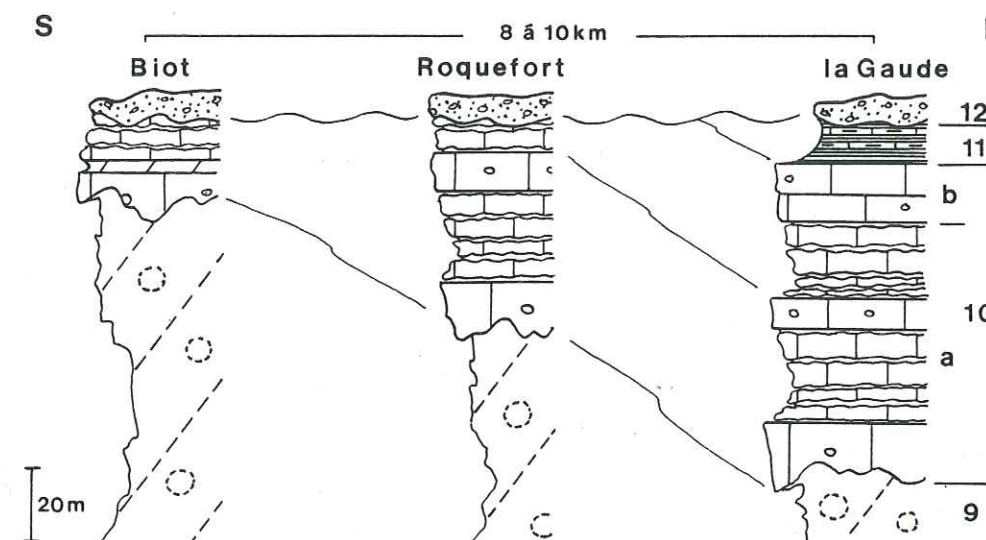


Fig.134 - Les variations d'épaisseur des dépôts de faciès purbeckien entre la Gaude et Biot, résultent d'une érosion postérieure au Jurassique (avant-pays de Grasse)

En conclusions. Au S de Grasse, le retrait progressif des eaux marines à la fin du Jurassique conduit à l'établissement d'une sédimentation à caractère lagunaire. Les émergences fréquentes et la rareté des intercalations marines dans les dépôts de faciès purbeckien traduiraient l'éloignement du large jusqu'au Valanginien. La mer ouverte étant située au N (Estéron, Mt-Vial), l'extension géographique des lagunes coïncide pratiquement avec celle des dolomies granulaires au Jurassique terminal. Vers le S, l'existence d'un domaine émergé peut être envisagée, comme au Lias et au Bathonien, mais l'érosion récente des séries ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

L'épisode purbeckien ne correspond donc pas à une modification importante du dispositif sédimentaire. Il représente seulement le terme d'une tendance régressive amorcée dès le Portlandien.

e) Principaux résultats

La stratigraphie résumée

- Dolomies en parallélipipèdes : Rhétien à Bathonien pour les séries les plus complètes (au S).

- Argilo-calcaires du Dogger :
 - . Calcaires et dolomies à chailles : Bathonien (inférieur à moyen ?)
 - . Argilo-calcaires : Bathonien moyen et supérieur
 - . Dolomies recouvrant les niveaux à *Burmishynchia decorata* (Bathonien supérieur)
- Dolomies néojurassiques : Bathonien supérieur à Portlandien ou Berriasien (?)
- Dépôts de faciès purbeckien : Portlandien-Berriasien (?) à Valanginien (d'après P. DONZE 1958), dans les séries non érodées.

Les types de formation

- Formations sans grande variation de faciès :
 - . Avec des variations d'épaisseur : dolomies en parallélipèdes
 - . Sans variation d'épaisseur : calcaires à *B. decorata*, dolomies néojurassiques et dépôts de faciès purbeckien (?)
- Formations présentant des variations de faciès et d'épaisseur : argilo-calcaires du Dogger.

Les événements importants dans la sédimentation

- Déformations localisées du substratum du Rhétien au Bathonien
- Emersions avant le Bathonien supérieur
- Comblement du bassin au Bathonien supérieur et installation d'estrans à sédimentation dolomitique jusqu'au Kimméridgien.
- Emersions au cours de la régression fini-jurassique.

f) Interprétation des séries jurassiques de l'avant-pays de Grasse

L'environnement sédimentaire, les structures du bassin et l'organisation paléogéographique ont été analysés au cours de l'étude de chacune des formations. En résumé :

- . Les dolomies en parallélipèdes s'élaborent du Rhétien au Bathonien dans des milieux inter à supratidaux bordant un massif émergé situé au S. La profondeur est très faible sur tout le territoire qui communique à l'W avec le bassin provençal.
- Le substratum s'affaisse de façon inégale : subsidence et séries plus complètes au S, zone haute et séries incomplètes au N. La déformation, antérieure au Bathonien, pourrait être médio-liasique ou bajocienne ?
- . Les argilo-calcaires bathoniens scellent ce dispositif. Le substratum s'enfoncé dans son ensemble, le milieu est plus franchement marin et la profondeur demeure faible (émersions, caractère littoral des dépôts, comblement rapide du bassin..). Les apports détritiques en provenance du S témoignent de la persistance du massif émergé, et les relations avec le bassin provençal demeurent. Le dispositif sédimentaire est donc peu modifié du Lias au Bathonien.
- . Les dolomies néojurassiques se forment du Bathonien supérieur au Jurassique terminal, dans des estrans ouverts sur le large, puis dans des lagunes abritées par des constructions biologiques. Le substratum s'affaisse dans son ensemble avec, semble-t-il, un ralentissement entre le Callovien et l'Oxfordien? La mer ouverte est constamment située au N, le bassin provençal n'apparaît plus dans le dispositif, rien n'indique localement la présence d'un massif émergé au S. Le dispositif sédimentaire est donc profondément modifié après le Bathonien.

- . La régression fini-jurassique ne modifie pas mais accentue ce dispositif. L'avant-pays de Grasse représentant alors la bordure méridionale subémergée du domaine alpin.

g) Conclusions

Deux faits majeurs méritent d'être retenus dans l'évolution de la sédimentation de ce territoire :

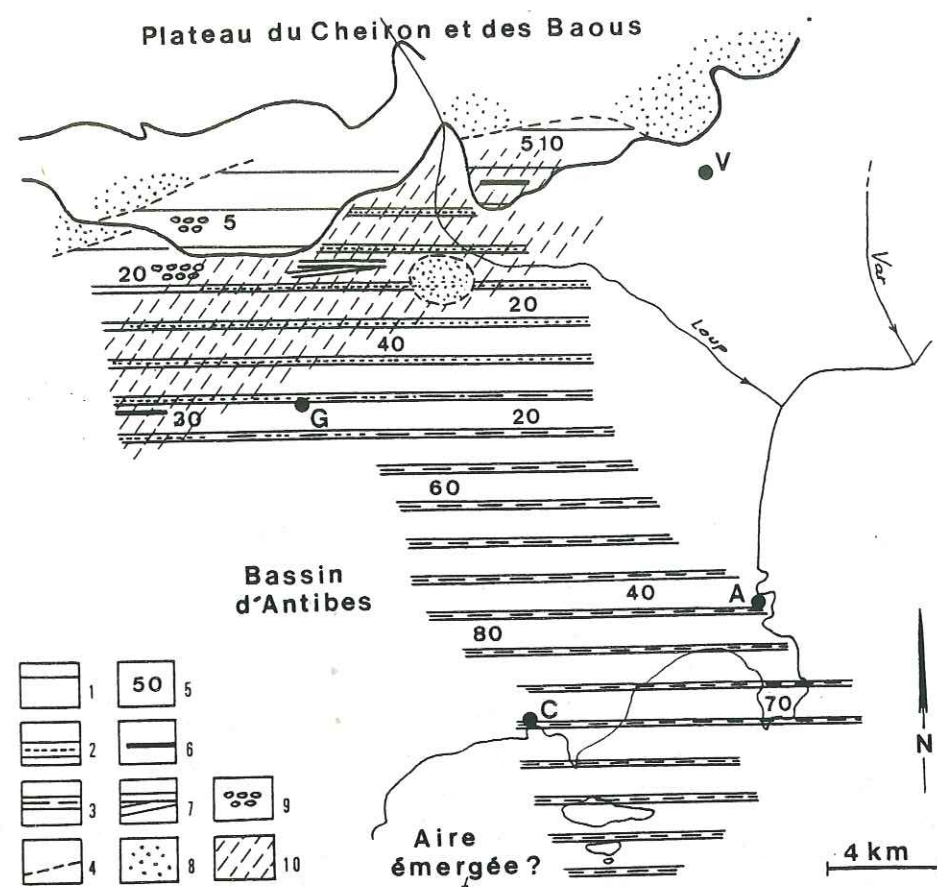
- Les déformations du substratum (essentiellement médio-liasiques?) sont fossilisées au Bathonien supérieur.
- Le dispositif sédimentaire est ensuite profondément modifié. Dans des domaines de sédimentation aussi différents que le Barrot-Argentera et l'avant-pays grassois, la fin du Bathonien apparaît donc comme l'épisode clé de l'histoire jurassique. Dans le bassin des Alpes-Maritimes, deux éléments paléogéographiques nouveaux apparaissent :
 - Une aire occasionnellement émergée au S de l'avant-pays de Grasse
 - Un prolongement du bassin provençal en bordure N de cette aire émergée.

3 - LE BASSIN JURASSIQUE ENTRE GRASSE ET ANTIBES. CONCLUSIONS

- . Différenciation du bassin avant le Bathonien
- Les déformations du substratum font apparaître deux domaines :
 - Un domaine assez fortement subsident aux séries peut-être plus complètes (le bassin d'Antibes)
 - Un domaine peu subsident aux séries incomplètes (zone et flexure entre Grasse et Vence), bordé au N par une zone haute (plateau du Cheiron et des Baous) sans dépôt depuis le Rhétien. Au S, l'existence d'une aire émergée est probable et le bassin d'Antibes, très peu profond, peut être considéré comme un prolongement du bassin provençal.

Fig.135 - Répartition géographique des faciès avant le Bathonien, dans les régions de Grasse et d'Antibes. (Formation des dolomies en parallélipèdes)

(1 Dolomies sans apport détritique - 2 Intercalations de marnes vertes - 3 Intercalations de marnes versicolores - 4 Limite de dépôt des dolomies en parallélipèdes - 5 Epaisseurs - 6 Surface ferrugineuse - 7 Discordance - 8 Pas de sédiments conservés - 9 Conglomérats - 10 Zone haute mobile - A Antibes - C Cannes - G Grasse - V Vence)



Le dispositif sédimentaire est peu modifié au Bathonien. L'aire émergée est bordée par des "auréoles" de dépôts aux faciès progressivement moins littoraux vers le N et le NE ; la zone de flexure entre Grasse et Vence est encore active jusqu'au Bathonien supérieur ; les relations avec le bassin provençal semblent toujours plus aisées qu'avec le domaine alpin situé au N.

Fig.136 - Répartition des faciès au Bathonien entre Grasse et Antibes :

A : avant le Bathonien supérieur (toit de l'unité 3)

B : au Bathonien supérieur (unité 4a).

Les faciès entre Grasse et Vence, déplacés après le Jurassique, recoupent nettement les argilo-calcaires à pholadomyes et les calcaires à brachiopodes disposés en auréole autour d'une aire émergée située au S et au SW.

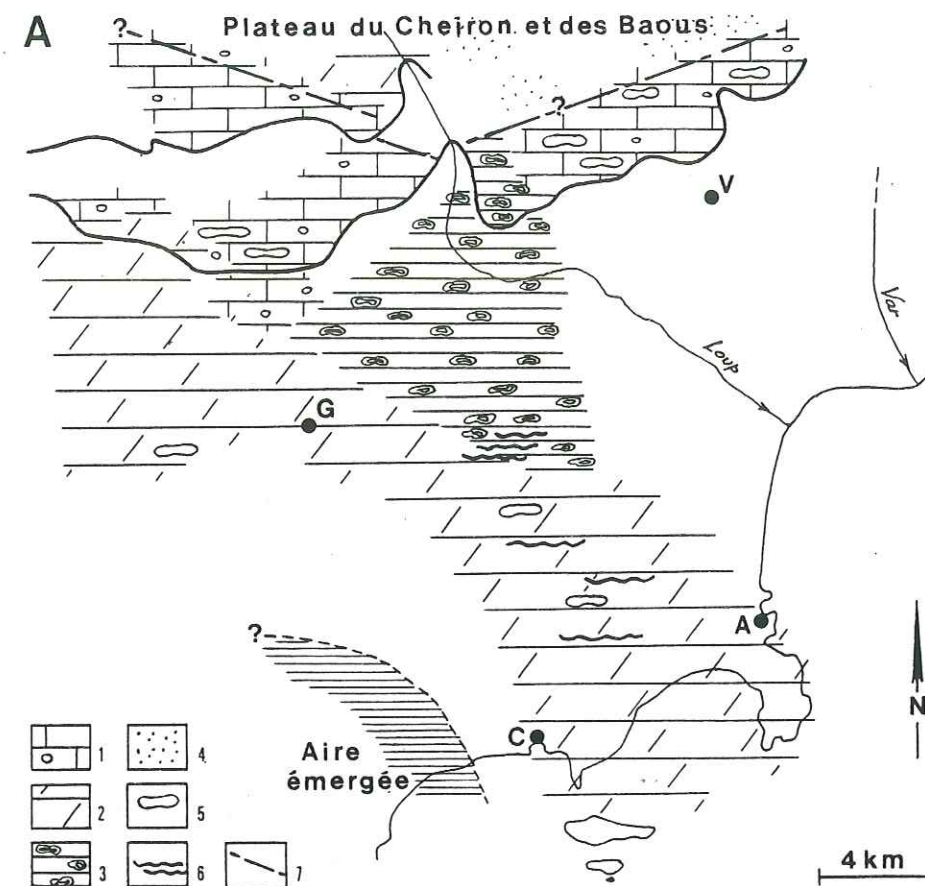


Fig.136 A

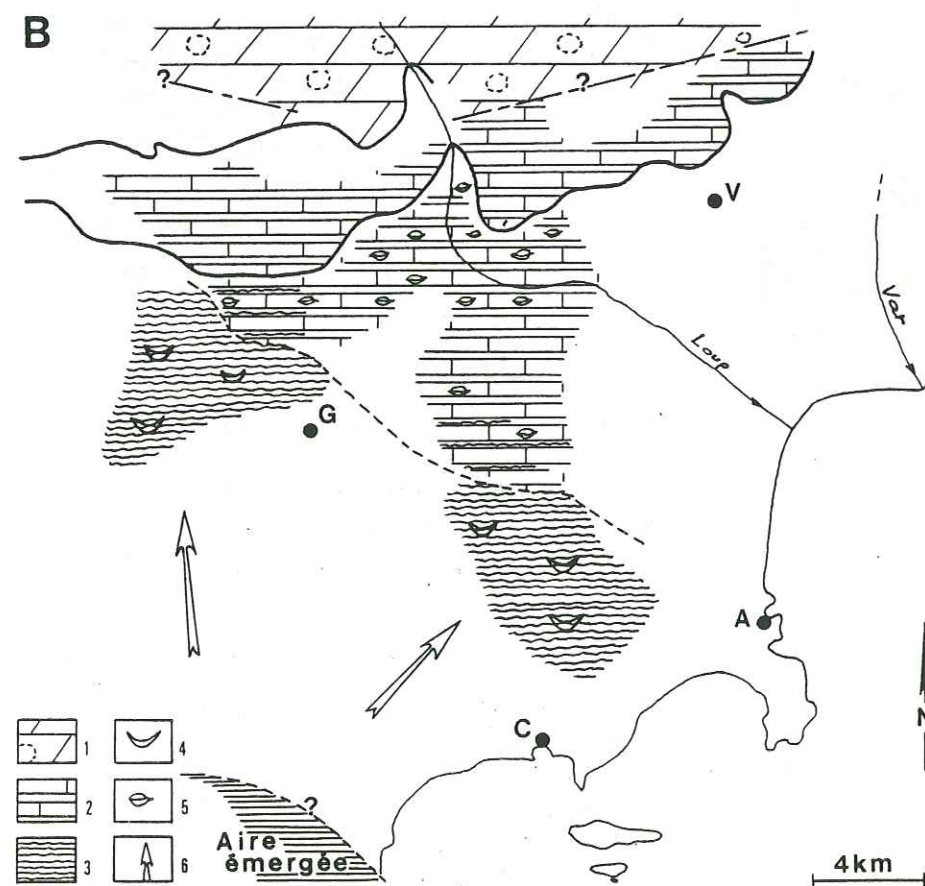


Fig.136 B

Modification du dispositif sédimentaire après le Bathonien
Comme dans le N des Alpes-Maritimes, les structures mises en place au Lias et actives jusqu'au Bathonien, sont scellées au Callovien.
Du Callovien au Crétacé inférieur, le dispositif s'est simplifié, opposant un domaine méridional très peu profond et au substratum affaissé (au S du Cheiron), à un domaine septentrional moins affaissé plus profond et ouvert au N sur la mer alpine.
Cette opposition s'accroît au cours de la régression finijurassique plus nettement ressentie dans le domaine méridional caractérisé par des constructions et des dépôts de faciès purbeckien. Durant toute cette période, la polarité sédimentaire est S-N, traduisant une ouverture vers le N. Le nouveau dispositif sédimentaire est donc sensiblement différent de celui qui existe jusqu'au Bathonien supérieur.

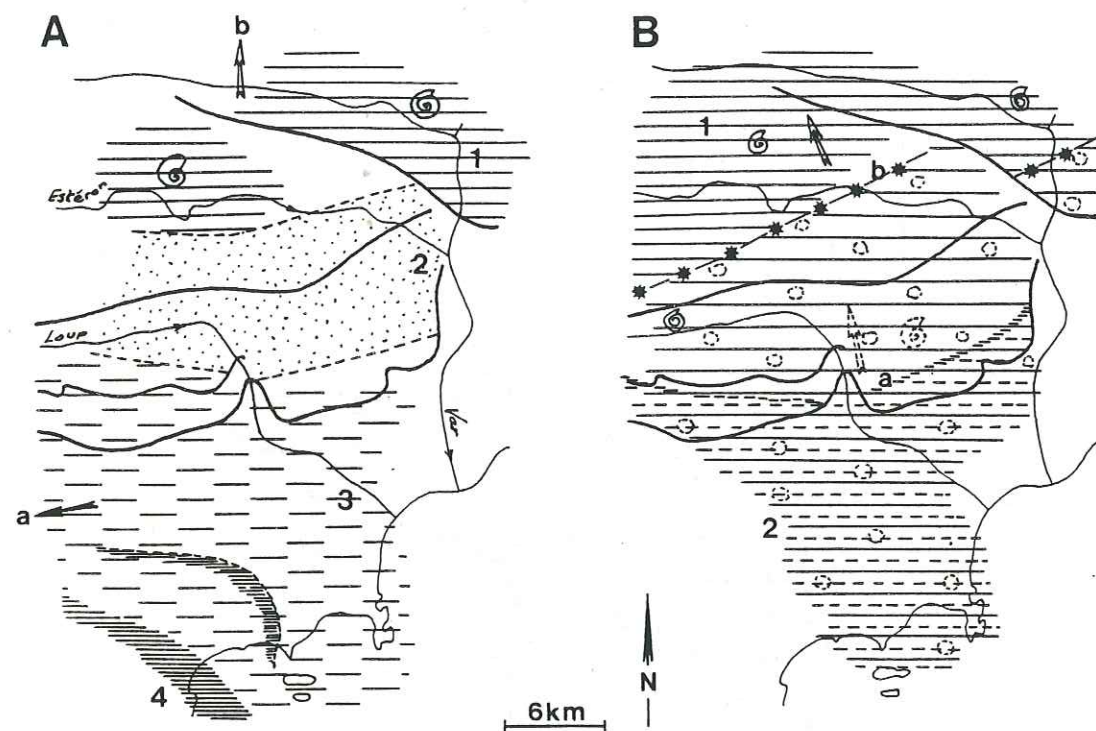


Fig.137 - Modification du dispositif sédimentaire après le Bathonien

- A : situation du bassin d'Antibes du Rhétien jusqu'au Bathonien (1 - Bassin du Barrot - 2 Plateau non subsident du Cheiron et des Baous - 3 Bassin d'Antibes - 4 Aire émergée en position plus ou moins septentrionale - a vers le domaine provençal - b vers le domaine alpin)
- B : ouverture du domaine méridional vers le N du Callovien au Crétacé inférieur (1 Domaine alpin septentrional - 2 Domaine méridional - a limites des domaines septentrional et méridional jusqu'au Kimméridgien - b au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur : extension des dolomies vers le N)

CHAPITRE VI

- RESULTATS D'ENSEMBLE AU SUD DE LA REGION BARROT-ARGENTERA
- RECONSTITUTION DU BASSIN JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES (arc de Nice non compris)

Des discontinuités de sédimentation localisées avant le Bathonien supérieur, étendues à la plus grande partie du territoire ensuite.

Deux dispositifs sédimentaires reconnus :

- Un dispositif liasique, aux structures plus ou moins affaissées s'orientant NW-SE en prolongement de celles du Barrot, ou E-W alignées sur celles de la Provence. La subsidence différentielle se manifeste dès le Lias inférieur pour persister jusqu'au Bathonien. La profondeur est partout très faible ; les émergences sont fréquentes. Au S, l'existence d'une aire émergée est probable.
- Un dispositif bathonien, prolongement dans les Alpes-Maritimes de la plate-forme provençale (au S) et de la bordure méridionale du bassin dauphinois (au N). Ces deux aires de dépôt correspondent au niveau du tréfonds à deux panneaux séparés par une zone de flexuration E-W. La profondeur demeure constamment plus faible sur la plate-forme qui émerge à la limite Jurassique-Crétacé.

Les différentes aires de dépôt reconnues en Provence se retrouvent dans les Alpes-Maritimes ; elles paraissent plus étroites dès le Jurassique.

Des déformations postérieures ont modifié l'architecture du bassin, avec un probable raccourcissement N-S, maximum au niveau de la basse vallée du Var (entre les bassins du Barrot et d'Antibes).

SOMMAIRE




1 - Nouvelles données biostratigraphiques	259
2 - Sédimentation et faunes	260
a - Evolution de la sédimentation	260
b - Les faunes d'ammonites et de brachiopodes ..	266
c - En résumé	266
3 - Structure du bassin au Sud de la région Barrot-Argentera	267
4 - Tectonique jurassique	268
5 - Contexte régional	268
a - A l'Ouest et au Sud-Ouest	268
b - Au Nord	269
c - En résumé	270
6 - Relations entre la paléogéographie jurassique et la disposition actuelle des affleurements	271
a - Corrélations paléogéographiques régionales, implications	271
b - Modifications de l'architecture initiale du bassin jurassique	272
c - En conclusions	273
7 - Reconstitution du bassin des Alpes-Maritimes au Jurassique	274

1 - NOUVELLES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Entre le chaînon du Mt-Vial et les unités de Caussols et des Baous, la succession biostratigraphique est reconstituée à l'aide des ammonites (env. 2000) ; dans les régions de Grasse et d'Antibes, en l'absence de céphalopodes, les datations sont établies à partir de rhynchonelles (env. 800). Les datations retrouvées sont réunies sur la Fig.138.

Etages	N du Mt-Vial à l'Estéron	Du Cheiron aux Baous et Caussols	de Grasse à Antibes
Tithonique	Sup. (calpionelles) (moy.) (inf.)	?	?
Kimméridg.	(sup.) (inf.)	inf. ou sup. inf.	inf.
Oxfordien	sup. <u>Bifurcatus</u> <u>Schilli</u> moy. <u>Trans. Parandie.</u> <u>Plicatilis</u>	sup. <u>Planula</u> <u>Bifurcatus</u> moy. <u>Transversarium</u> <u>Schilli</u> <u>Plicatilis</u> <u>Parandie.</u>	sup. ou sup. moy ?
	Anteced.	Antecedens	
	inf. <u>Mariae</u> <u>Scarburg.</u>	inf. <u>Mariae</u> <u>Scarburg.</u>	?
Callovien	sup. <u>Lamberti</u> <u>Athleta</u> moy. <u>Coronatum</u> inf. <u>Gracilis</u> <u>Patina</u> <u>Michalsk</u>	sup. <u>Lamberti</u> <u>Athleta</u> moy. <u>Coronatum</u> ? inf.	sup.
Bathonien	sup. <u>Retrocostatum</u> moy ? inf. <u>Zigzag</u> ?	sup. moy.	sup. moy.
Bajocien	<u>Parkinsoni</u> <u>Garantiana</u> <u>Humphriesianum</u> <u>Sowerbyi</u>	PAS DE SEDIMENTS CONSERVES	Grasse Antibes
Aalénien (Toarcien) (Domérien) Carixien Lotharingien Siném. inf. Hettangien	<u>Concavum</u> Mt Vial Estéron Semicost		
RHETIEN			

Fig.138 - Echelle biostratigraphique reconstituée entre le Mt-Vial (au N), et Antibes (au S)
 . Entre parenthèses les étages ou sous-étages non identifiés

-  . Discontinuités biostratigraphiques (zones non identifiées : sédiment absent, ou faune non caractéristique)
 . Discontinuités partielles
 . Discontinuités déduites

Plusieurs "discontinuités" apparaissent :

- Lias moyen et supérieur (Mt-Vial) ou tout le Lias (Estéron)
 - Lias à Bajocien (Cheiron, Baous, Caussols et région de Grasse)
 - Entre Bathonien et Callovien (Mt-Vial et Estéron)
 - Entre Oxfordien inférieur et moyen (ensemble du territoire)
- Ces "vides", le plus souvent liés à l'absence de faunes caractéristiques, correspondent à des phénomènes différents :
- Des arrêts de sédimentation (Lias moyen et supérieur)
 - Des modifications du dispositif sédimentaire (entre Bathonien et Callovien)
 - Un ralentissement de la subsidence (entre Oxfordien inférieur et moyen).

Quant au "vide" important (Lias à Bajocien) des séries du Cheiron, de Caussols et des Baous, son interprétation est délicate. Il est encadré par des "discontinuités" progressivement moins importantes quand on s'en éloigne vers le N (Mt-Vial) ou vers le S (Antibes). L'importance de cette "discontinuité" pourrait être liée à la position dans le bassin.

Suivant ce schéma, le Bathonien apparaît bien comme une période importante dans la sédimentation :

- Avant le Bathonien, le bassin est différencié (zones hautes, rides, sillons, plateau...) et les "discontinuités" sont localisées.
- Après le Bathonien, le dispositif sédimentaire s'est simplifié (un domaine de bassin au N, un domaine de bordure au S) et les "discontinuités" sont plus généralisées.

2 - SEDIMENTATION ET FAUNES

a) Evolution de la sédimentation (Fig.139)

- . Les milieux marins occupent un territoire plus étendu dès le Lias inférieur

A la fin du Trias, cette partie du bassin est occupée par des lagunes aux eaux confinées où se déposent des dolomies; leur faciès, parfois en parallélipèdes, annonce déjà celui des dolomies attribuables au Jurassique inférieur. Les communications avec la mer ouverte sont épisodiques, la profondeur faible et les aires émergées sans doute assez étendues (lignites au Mt-Vial, à Vescagne...). L'apport détritique (quartz et argiles) est abondant, provenant d'une aire émergée qui pourrait être située vers le S (?).

Quelques ammonites arrivent dans le bassin du Barrot à l'Hettangien. Au même moment, la ride du Mt-Vial-Gourdan est presque émergée, aucun dépôt n'est conservé sur le plateau du Cheiron et des Baous, le bassin d'Antibes commence à se former. L'apport détritique, très discret dans le bassin d'Antibes, a partout disparu; l'aire émergée est bien localisée au S et les produits d'érosion ne sont plus étalés aussi loin vers le N.

Le faciès des dolomies en parallélipèdes, partout présent en intercalations dans les marnes au Rhétien, est maintenant localisé dans le bassin d'Antibes. Le domaine supratidal, où s'élabore ce faciès, est donc repoussé au S, ce qui pourrait traduire une extension de milieu plus franchement marin dès le Lias inférieur.

La paléogéographie est sensiblement modifiée : le bassin jusque-là peu différencié avec des dépôts de faciès uniforme, est maintenant fragmenté en plusieurs domaines où se forment des sédiments de faciès bien particuliers.

- . Déformations du substratum et stabilité de la paléogéographie avant le Bathonien.

Le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous est l'élément paléogéographique clé pour l'interprétation de la sédimentation antébathonienne, bien qu'aucun dépôt n'y soit conservé depuis le Rhétien. Il sépare deux domaines distincts par leur type de sédimentation, mais comparables par l'évolution de leurs structures :

- Au N du plateau (Mt-Vial et Estéron), la sédimentation est identique à celle de la région Barrot-Argentera : tous les dépôts sont marins et renferment des ammonites ; les mêmes faciès se succèdent aux mêmes moments ; le Lias moyen-supérieur et le Bajocien supérieur sont des épisodes de déformation du tréfonds. Les structures NW-SE, reconnues jusqu'au Bathonien dans ces deux régions, se complètent assez bien : la ride du Mt-Gourdan prolonge au SE celle de Léouvé-Daluis, le sillon du Mt-Vial se reliant vers le NW au bassin du Barrot.
- Au S du plateau (de Grasse à Antibes), aucun dépôt n'est franchement marin avant le Bathonien. Les déformations du substratum (subsidence différentielle, discordance...) sont antébathoniennes et pourraient correspondre aux épisodes médio-liasiques et bajociens des régions septentrionales.

D'un point de vue structural, le dispositif est donc pratiquement symétrique de part et d'autre du plateau, et actif aux mêmes périodes. Le plateau du Cheiron et des Baous peut alors être considéré comme une structure haute plus ou moins tabulaire, encadrée jusqu'au Bathonien par deux zones d'affaissement du substratum.

Considérant les milieux de sédimentation, une telle symétrie ne se retrouve pas avant le Bathonien :

- Au N du plateau, les dépôts s'élaborent en milieu infralittoral (temporairement intertidal au Lias moyen-supérieur).
 - Au S, les sédiments se forment dans un milieu supratidal situé à la périphérie d'une aire émergée vers le S.
- Dans ce contexte, le plateau du Cheiron et des Baous situerait le domaine balayé par la zone de battement des marées (milieu intertidal). Les stromatolithes au toit des dépôts rhétiens et les conglomérats à la base des séries bathoniennes, sont en accord avec cette interprétation.

En résumé, le contexte structural (absence de subsidence) et l'environnement sédimentaire (érosion contemporaine du dépôt) sont donc peu favorables à la conservation de sédiments

sur ce plateau sous-marin jusqu'au Bathonien. Il ne s'agit pas d'un haut-fond, ce qui pourrait être suggéré par la structure, mais d'une morphologie littorale adoucie en bordure d'une aire émergée.

- Au Bathonien supérieur, le dispositif sédimentaire mis en place au Lias est peu modifié

Le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous n'a plus la même signification dans la paléogéographie à partir du Bathonien supérieur.

- Au N du plateau, les dépôts sont épais, riches en ammonites, cancellophycus, posidonomyes et microfilaments. Comme dans la région Barrot-Argentera, le substratum s'affaisse régulièrement jusqu'au Callovien.
- Au S du plateau, les sédiments se forment pour la première fois en milieu franchement marin (brachiopodes). La profondeur est faible, les émergences fréquentes et la sédimentation fortement influencée par l'aire émergée vers le S (apport détritique). La subsidence est assez importante, mais irrégulière.
- Sur le plateau, des dolomies et des calcaires bioclastiques à polypiers se déposent à cette époque. Il n'y a pas d'apport détritique et l'affaissement du tréfonds est modéré et uniforme.

Le dispositif structural mis en place au Lias persiste donc jusqu'au Bathonien supérieur : le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous en position haute, est bordé par deux aires subsidentes, les bassins d'Antibes et du Barrot.

Les milieux de sédimentation, dans ces trois domaines, s'organisent cette fois suivant un schéma différent de celui du Lias :

- Au N du plateau, l'environnement de dépôt est marin, ouvert, calme et assez profond (circalittoral).
- Au S, les sédiments se forment en milieu marin peu ouvert, peu profond et plus ou moins agité (infralittoral à supratidal, avec des émergences temporaires).
- Sur le plateau, les constructions biologiques indiquent des milieux plutôt infralittoraux.

D'après ces éléments, le schéma paléogéographique suivant peut être proposé : un domaine de sédimentation externe (Vial et Barrot), est séparé d'un domaine de sédimentation interne (bassin d'Antibes) par un plateau immergé et colonisé par des constructions.

En résumé, la sédimentation bathonienne est assez dépendante du jeu des éléments structuraux mis en place au Lias. La paléogéographie est peu modifiée, les mêmes domaines sédimentaires étant toujours bien individualisés depuis le Lias. On peut cependant supposer que le dispositif structural s'accroît au Bathonien, isolant le bassin d'Antibes et affaissant le bassin du Barrot. Le plateau du Cheiron et des Baous avec ses polypiers se comporterait alors comme un véritable haut-fond.

- Deux domaines de sédimentation se côtoient du Callovien au Crétacé inférieur

Dès la fin du Bathonien, on peut reconnaître un domaine

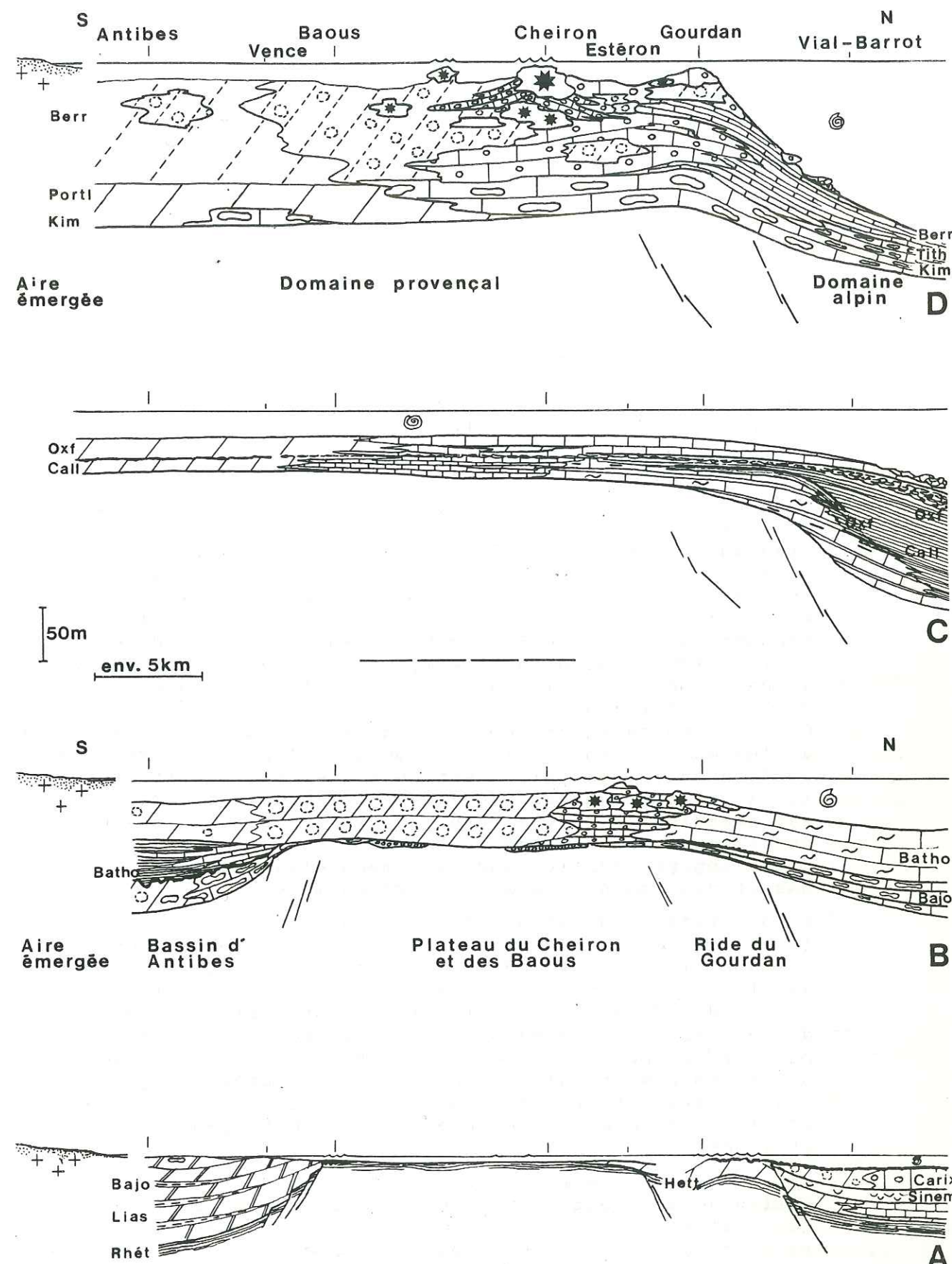


Fig.139 - Reconstitution de l'environnement sédimentaire et structural au Jurassique, dans le domaine situé au S du bassin du Barrot (A, au Lias, B au Bathonien, C du Callovien à l'Oxfordien supérieur, D au Kimméridien-Portlandien.)

septentrional aux dépôts argilo-calcaires renfermant des ammonites, et un domaine méridional aux dépôts dolomitiques livrant des rhynchonelles. Leur extension géographique varie, le large est situé en permanence au N et l'apport détritique non argileux est inexistant. Il faut distinguer deux dispositifs sédimentaires.

- Un dispositif estran (au S)-mer ouverte (au N), du Callovien au Kimméridgien.

. Dans le domaine méridional (S du Cheiron), la sédimentation dolomitique résulte d'une diagénèse précoce. Le confinement, installé en permanence au S de ce domaine (entre Grasse et Antibes), est progressivement moins prononcé au N, en direction du domaine septentrional (N du Cheiron) où se déposent des calcaires fins à ammonites. Entre ces deux domaines de sédimentation, il n'y a pas de haut-fond ou de barrière construite. Le développement des faciès confinés n'est pas lié à un dispositif de fermeture, mais pourrait résulter d'un brassage insuffisant des eaux marines dans des estrans éloignés du large.

. Suivant ce dispositif, l'extension géographique maximum des milieux ouverts vers le S, peut être interprétée comme une "tendance transgressive" (extension des milieux ouverts). C'est le cas au Callovien où les ammonites atteignent la région de Grasse et de Vence pour la première fois. Dans la région du Barrot, le faciès terres noires est également transgressif vers le S au même moment. Cette tendance persiste à l'Oxfordien inférieur, les terres noires, jusqu'à cantonnées dans la région du Barrot, atteignent le Mt-Vial et l'Estéron.

De l'Oxfordien moyen au Kimméridgien, on assiste cette fois à l'extension progressive du domaine d'estrans vers le N : la "tendance régressive" est assez nette (retrait des milieux ouverts). Entre ces deux épisodes, la sédimentation est perturbée : dépôts réduits et absence de faunes caractéristiques dès la base de l'Oxfordien ; changement de faciès, apport argileux momentanément plus important et retour massif des ammonoïdés à l'Oxfordien moyen.

. La persistance du dispositif estran (au S)-mer ouverte (au N) est en partie liée au style de déformation du substratum. Il n'y a plus de subsidence différentielle, comme au Lias-Bathonien, mais un affaissement d'ensemble du substratum des domaines méridional et septentrional. La subsidence, partout du même ordre au même moment, connaît cependant une période de crise : modérée jusqu'au Callovien moyen, fortement ralentie au Callovien supérieur, elle cesse pratiquement à l'Oxfordien inférieur. A partir de l'Oxfordien moyen, l'enfoncement du substratum est continu et important.

. En résumé, les tendances transgressives ou régressives du milieu ne semblent pas toujours liées aux déformations du substratum. C'est en particulier le cas au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur où malgré un enfoncement presque nul du bâti structural, la transgression des terres noires est pourtant maximum. Le phénomène inverse s'observe après l'Oxfordien moyen : bien que la subsidence soit forte, la "tendance régressive" des milieux est prononcée.

Il faut aussi remarquer la coïncidence d'une sédimentation perturbée avec l'arrêt de subsidence entre l'Oxfordien inférieur et moyen ; en l'absence d'indices d'érosion ou d'émersion, la discontinuité de dépôt ne peut être prouvée.

- Un dispositif lagune (au S)- récif et large (au N), du Jurassique terminal au Crétacé inférieur

A partir du Portlandien, la succession des faciès (du N au S) permet de reconstituer le dispositif sédimentaire suivant.

Domaine septentrional :

- . Pente ou fond d'un bassin ouvert (calcaires à calpionnelles et brèches de résédimentation), à Daluis et Léouvé.
- . Rebord externe d'un dispositif récifal (calcaires à calpionnelles, flots de calcaires à polypiers ou de dolomies), du Mt-Gourdan à l'Estéron.
- . Corps récifal (calcaires à édifices construits, produits de démantèlement dolomitiques ou non), dans le Cheiron.
- . Arrière récif communiquant localement avec le large (dolomies blanches saccharoïdes et flots de calcaires à polypiers) de l'Audibergue à Caussols et aux Baous.
- . Lagunes isolées sans communication avec le large (dolomies granulaires gris-clair sans édifices construits conservés) entre Grasse et Antibes.

Les dolomies, formées dans le domaine méridional, paraissent liées à l'existence au N d'une barrière récifale. La dolomitisation, précoce du Callovien au Kimméridgien, pourrait être maintenant plus tardive (lors de la diagénèse ?).

La tendance régressive qui débute à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien s'accroît au Portlandien, la mise en place du dispositif récifal provoquant l'extension vers le N des faciès dolomitiques. L'épisode purbeckien termine la régression, sans grande modification du dispositif. Durant toute cette période, la subsidence est maximum dans le domaine méridional où la régression est pourtant nettement plus prononcée ; à l'opposé, la subsidence est modérée dans le domaine septentrional et la régression fini-jurassique nullement perceptible dans le bassin du Barrot.

- Plusieurs faits importants se dégagent

- Jusqu'au Bathonien supérieur, cette partie du bassin est bordée au S par une aire émergée. Dès le Lias, le territoire est compartimenté en trois domaines au substratum inégalement affaissé, suivant des directions NW-SE (au voisinage du Barrot) ou sensiblement E-W (près du massif émergé). Les milieux de sédimentation caractérisent plutôt un environnement de plate-forme, le jeu des structures profondes déterminant en partie les faciès, épaisseurs et continuité des dépôts. Les relations avec le bassin provençal paraissent plus aisées (en particulier au Bathonien) qu'avec le bassin alpin.
- Après le Bathonien supérieur, l'aire émergée au S apparaît moins clairement. Le substratum s'enfonce dans son ensemble, les faciès se distribuent suivant des directions SW-NE à E-W, et les milieux de sédimentation indiquent une ouverture vers le N. Les relations avec le bassin alpin sont nettes et persistent au cours de la régression fini-jurassique.

b) Les faunes d'ammonites et de brachiopodes

. Les ammonites

- Deux régions peuvent être reconnues jusqu'au Bathonien supérieur :
 - . Au N de l'Estéron, les ammonoïdés sont présents à toutes les époques, momentanément rares ou absentes pour les mêmes raisons que dans la région Barrot-Argentera (faciès défavorables, émergences, modification du dispositif sédimentaire...).
 - . Au S de l'Estéron, les céphalopodes sont absents, le contexte sédimentaire leur étant peu favorable (milieux inter ou supratidaux, émergences, absence de communication avec le bassin alpin...).
- A partir du Callovien, le territoire occupé par les ammonites s'élargit vers le S, sans atteindre cependant le bassin d'Antibes (les dolomies y livrant plus volontiers des restes de brachiopodes). La faune a un caractère mésogéen prononcé (phylloceratidés, périssphinctidés...), quelques formes à affinités boréales apparaissant du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen-supérieur (*Kosmoceras*, *Quenstedtoceras*, *Cardioceras*, *Amoeboceras*). Du Callovien à l'Oxfordien, la profondeur du bassin pourrait être plus importante au N de l'Estéron (40 à 50 % de phylloceratidés, comme dans la région Barrot-Argentera où cette période correspond à un approfondissement). A l'opposé, les phylloceratidés sont nettement moins représentés (20 à 30 %) au S de l'Estéron, indiquant des conditions de vie moins favorables (?) ou une tranche d'eau plus faible (?), à l'approche des estrans dolomitiques du domaine méridional.
- Les ammonites disparaissent dès la mise en place du dispositif récifal au Portlandien, cantonnées à nouveau au N de l'Estéron.

. Les brachiopodes

Les peuplements de brachiopodes, essentiellement des rhynchonelles, occupent le plus souvent les domaines marins délaissés par les ammonites. C'est le cas au Bathonien dans le bassin d'Antibes, ou au Jurassique terminal à proximité du corps récifal (Audibergue). Dans ces milieux peu profonds, lorsque les dépôts sont de nature variée, les rhynchonelles préfèrent les sédiments calcaires, les vases argileuses étant plutôt colonisées par des lamellibranches. La prolifération des rhynchonelles dans le bassin d'Antibes au Bathonien pourrait être liée en partie à l'absence de communication avec le bassin alpin (?). En bordure de ce domaine, suivant la vallée de l'Estéron, les calcaires bathoniens sont en effet de faciès comparables à ceux du bassin d'Antibes, mais les rhynchonelles ne s'y rencontrent pas.

c) En résumé

Le Bathonien et le Jurassique terminal peuvent être considérés comme les périodes importantes de l'histoire jurassique de ce territoire. Ils correspondent à l'établissement d'une sédimentation peu profonde de type plate-forme favorable aux peuplements de brachiopodes. Entre ces deux épisodes, il se produit

un approfondissement de l'ensemble du bassin et une ouverture sur le domaine alpin, se traduisant par un déplacement des faunes d'ammonites vers le S.

3 - STRUCTURE DU BASSIN AU S DE LA REGION BARROT-ARGENTERA

- Zones de subsidence à sédimentation assez continue :
 - Le sillon du Mt-Vial (orienté NW-SE et prolongeant le bassin du Barrot vers le S).
 - Le bassin d'Antibes, limité au N par une zone de flexure entre Vence et Grasse (orientée NW-SE à E-W ?).
- Zones à comportement positif : elles n'ont pas la même signification suivant les époques (aires peu subsidentes, hauts-fonds émergés ou non).
 - La ride du Mt-Gourdan (orientée NW-SE et prolongeant la ride de Léouvé-Daluis vers le SE).
 - Le plateau du Cheiron et des Baous (orienté E-W).
- Zone émergée durant une partie du Jurassique : aire située au S ou au SW du bassin d'Antibes. Ces éléments structuraux se mettent en place au Lias et persistent jusqu'au Bathonien. Après le Bathonien supérieur, le dispositif est orienté SW-NE à E-W et tout le territoire situé au S de l'Estéron est maintenant fortement subsident.

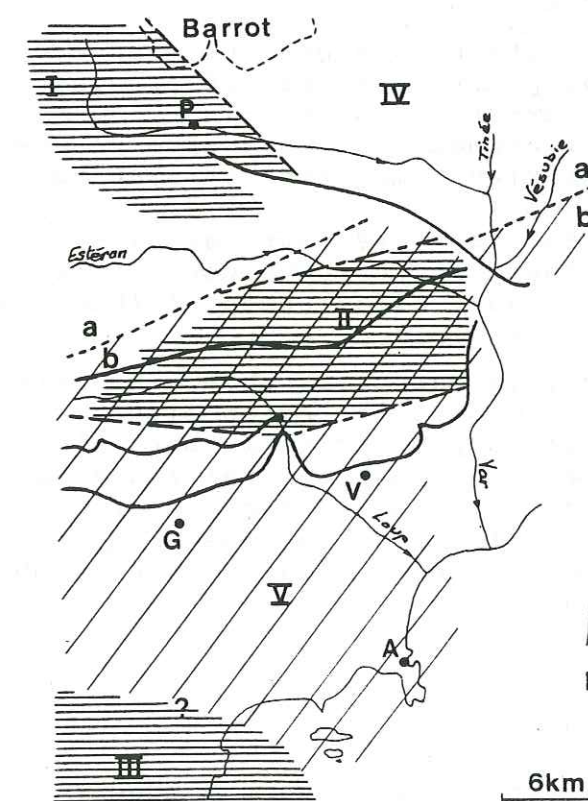


Fig.140 - Structure du bassin jurassique au S du Barrot. Directions liasiques et bathoniennes : I Ride de Léouvé-Daluis et du Mt-Gourdan, II Plateau du Cheiron et des Baous, III Aire émergée, IV Bassin du Barrot, V Bassin d'Antibes. Directions post-bathonniennes a Domaine alpin, b Domaine provençal (A Antibes, G Grasse, P Puget-Théniers, V Vence)

D'importants déplacements, postérieurs au Jurassique, apparaissent dès maintenant :

- Le chevauchement (vers le S) du bassin du Barrot sur le plateau du Cheiron et des Baous.
- Le décalage des directions post-bathonniennes résultant de ce chevauchement.
- La torsion vers le N (?) des directions liasiques et bathoniennes au niveau de Vence.

4 - TECTONIQUE JURASSIQUE

Jusqu'au Bathonien supérieur, le substratum se déforme de façon pratiquement continue, avec quelques épisodes majeurs marqués par des failles(?) et des basculements :

- Au Lias moyen-supérieur - faille(?) affectant les dolomies carixiennes scellées à l'Aalénien-Bajocien en bordure du sillon du Mt-Vial - discordance anté-bathonnienne en bordure du bassin d'Antibes à la Sarée.
- Au Bajocien supérieur - réductions d'épaisseur sur la ride du Mt-Gourdan, subsidence dans le sillon du Mt-Vial.
- Au Lias et au Bathonien - affaissement du substratum dans le bassin d'Antibes, maintien en position haute du plateau du Cheiron et des Baous.
- Au Bathonien supérieur - érosion dans l'aire émergée située au S du bassin d'Antibes.

Après le Bathonien supérieur, les mouvements sont moins nets, se traduisant plutôt par des différences de comportement avec la région du Barrot-Argentera :

- Au Callovien, enfoncement du substratum (comme dans le Barrot).
- A l'Oxfordien inférieur, maintien en zone haute (subsidence forte dans le Barrot).
- A partir de l'Oxfordien supérieur, affaissement important ("discordance argovienne" et subsidence faible dans le Barrot).
- A la fin du Jurassique, affaissement faible (reprise de la subsidence dans le Barrot).

En résumé, le Bathonien supérieur marque un changement dans le style tectonique de la région située au S du Barrot :

- Entre le Lias moyen-supérieur et le Bathonien supérieur, le bassin est compartimenté par des failles en blocs parfois basculés, plus ou moins effondrés les uns par rapport aux autres.
- Après le Bathonien, les déformations affectent le substratum dans son ensemble, les blocs liasiques ne semblant pas rejouer de façon importante.

5 - CONTEXTE REGIONAL (Fig.141)

Cette partie du bassin est bordée au Jurassique par le domaine provençal (au SW), le domaine dauphinois et sa dorsale occidentale (à l'W), et la région Barrot-Argentera (au N).

a) A l'Ouest et au Sud-Ouest

- Zones de subsidence aux séries épaisses et assez continues : Le bassin de Gap-Digne (A.F. BAUDRIMONT et P. DUBOIS 1977),

appartenant au domaine dauphinois, orienté NW-SE.

Le bassin provençal, allongé E-W. Il est séparé du domaine dauphinois par un réseau de failles de même direction durant une partie du Jurassique, plate-forme interne ou externe suivant les époques (M. ARNAUD et C. MONLEAU 1979), ouvert à l'W et bordé au S par une aire émergée (S. FABRE-TAXY 1961).

La sédimentation y est caractérisée par :

- Le développement des dolomies au Lias
- Une tectonique active du Lias inférieur au Dogger (M. ARNAUD et C. MONLEAU 1979).
- La disparition de l'apport de quartz au Jurassique supérieur (C. TEMPIER 1975).
- Un affaissement d'ensemble du substratum au Kimméridgien-Portlandien et le maintien d'une profondeur très faible, et l'élaboration de dolomies en liaison avec un environnement récifal (G. GUIEU 1964, 1966).
- L'établissement d'un régime récifal au Portlandien, avec barrière en position septentrionale à 40 km au N du rivage (C. TEMPIER 1972).
- Une régression fini-jurassique prononcée : faciès lagunaires marins isolés au N (A. BIDAR, L. DEMAY et G. THOMEL 1972), faciès d'émersion plus fréquents au S en se rapprochant des Maures-Estérel (P. DONZE 1958, P. COTILLON 1971).

- Zones hautes aux séries réduites et incomplètes

Le haut-fond du moyen Verdon, orienté E-W et séparant les bassins dauphinois et provençal (C. TEMPIER 1972).

La dorsale limitant à l'W le bassin de Gap-Digne, reliée au haut-fond du moyen Verdon ; sa jonction avec le dôme de la Mure demeure incertaine (E. JAUTEE 1980).

Des instabilités apparaissent à la liaison zone haute-bassin, liées aux mouvements relatifs de ces domaines (E. JAUTEE 1979) et caractérisées par :

- Des réductions au Lias (R. MOUTERDE 1961, J. DEBELMAS 1961)
- Des émerSIONS et déformations principalement au Lias moyen (E. JAUTEE 1978).
- Des condensations et de la glauconie au Bajocien supérieur (R. BARBIER et H. TINTANT 1952).

- Cette structuration du bassin, apparue à l'Hettangien, s'accroît jusqu'au Lias moyen et s'atténue au Bathonien (enfoncement de l'ensemble du bâti structural pour S. ASSENAT, P. COTILLON et R. MOUTERDE 1972, recul des milieux de plate-forme pour E. JAUTEE 1978).

b) Au Nord

Les structures reconnues dans la région Barrot-Argentera se prolongent au SE jusqu'au plateau du Cheiron et des Baous.

La jonction ne peut être observée en l'absence d'affleurement et par suite de déplacements récents (chevauchement du Mt-Vial). Une esquisse structurale peut néanmoins être proposée :

- L'ensemble Barrot-Argentera (structure de la Tinée-bassin du Barrot, ride de Léouvé Daluis et Mt-Gourdan), actuellement NW-SE, vient chevaucher le plateau du Cheiron et des Baous orienté E-W à SW-NE.
- Au S du plateau, le bassin d'Antibes aux affinités provençales, est orienté sensiblement E-W, en bordure d'une aire émergée vers le S durant une partie du Jurassique.

c) En résumé

Sur un territoire de superficie modeste (les Alpes-Maritimes), le dispositif sédimentaire est donc formé des mêmes éléments que dans les régions situées à l'W ou au N. La sédimentation enregistre les mêmes épisodes de déformation et les faciès, dans chaque compartiment du bassin, sont comparables d'une région à l'autre. Dans les Alpes-Maritimes, les directions des structures jurassiques ont été modifiées postérieurement, le schéma proposé ne tient pas compte de ces déplacements

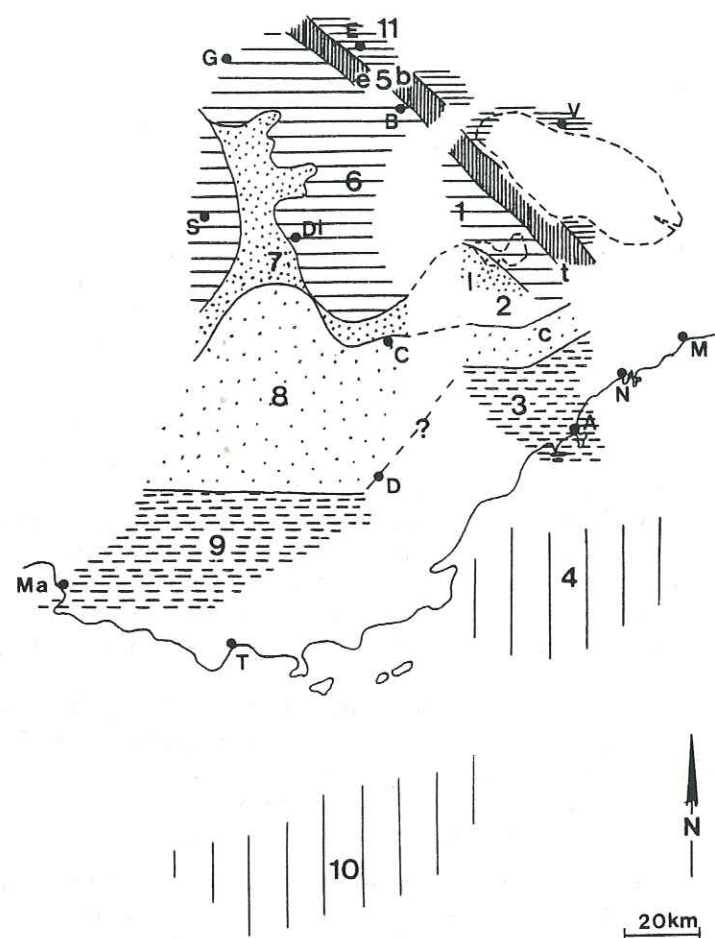


Fig. 141 - Le bassin jurassique des Alpes-Maritimes avec sa disposition actuelle dans le contexte régional. (Les éléments structuraux déterminant les différents domaines sédimentaires au Lias-Dogger, apparaissent considérablement étroits dans les Alpes-Maritimes et décalés vers le N par rapport à la Provence).

a - Alpes-Maritimes

- 1 - Bassin alpin du Barrot
- 2 - Zones hautes (t Tinée, l Léouvé-Daluis, c Cheiron)
- 3 - Bassin provençal d'Antibes
- 4 - Aire émergée possible

b - A l'Ouest (d'après E. JAUTÉE 1980, M. ARNAUD et C. MONLEAU 1979)

- 5 - Zones hautes d'Embrun (e) et Barcelonnette (b)

- 6 - Bassin alpin de Gap-Digne
- 7 - Zones hautes et bordures du haut-fond du moyen Verdon
- 8 - Haut-fond du moyen Verdon
- 9 - Bassin provençal
- 10 - Aire émergée possible
- 11 - Bassin d'Embrun
- (A Antibes, B Barcelonnette, C Castellane, D Draguignan, Di Digne, E Embrun, G Gap, M Menton, Ma Marseille, N Nice, S Sisèron, T Toulon, V Vinadio)

6 - RELATIONS ENTRE LA PALEOGEOGRAPHIE JURASSIQUE ET LA DISPOSITION ACTUELLE DES AFFLEUREMENTS

a) Les corrélations paléogéographiques régionales : implications

Dans les Alpes-Maritimes, la disposition géographique actuelle des différents domaines sédimentaires (Fig. 141) conduit à évoquer les problèmes suivants :

- Le plateau du Cheiron et des Baous peut être considéré comme le prolongement oriental du haut-fond du moyen Verdon : il est pratiquement de même direction et sa bordure septentrionale se raccorde assez bien avec celle de la région de Castellane.
- Le bassin d'Antibes apparaît fortement décalé vers le N par rapport au bassin provençal (env. 30 km), semblant plutôt prolonger à l'E le haut-fond du moyen Verdon. Les dolomies en parallélipèdes qui s'y élaborent du Lias au Bathonien ont pourtant le même faciès que les dépôts contemporains du bassin provençal ; son caractère subsident ne correspond pas au comportement d'une zone haute. Son appartenance au domaine provençal paraît donc probable, malgré le décalage important vers le N.
- L'aire émergée au S d'Antibes pourrait être l'équivalent du territoire émergé situé au S du bassin provençal ? Bien que sa position soit incertaine dans les Alpes-Maritimes, elle pourrait être décalée vers le N, se trouvant plutôt dans le prolongement du bassin provençal ?

Avec la même polarité Sud-Nord, les domaines sédimentaires reconnus en Provence et dans l'arc de Castellane (aire émergée, bassin provençal, haut-fond du moyen Verdon), et ceux des Alpes-Maritimes (aire émergée, bassin d'Antibes, plateau du Cheiron et des Baous) pourraient être équivalents. On peut donc penser qu'ils se trouvaient au Jurassique en continuité les uns avec les autres. Si cette hypothèse mérite d'être retenue, il faut expliquer pourquoi aujourd'hui ils sont décalés et plus étroits dans les Alpes-Maritimes.

Qu'ils soient plus étroits s'expliquerait par la disposition jurassique elle-même : l'aire émergée méridionale (le bloc corso-sarde ?) serait bordée par des domaines de dépôt progressivement plus étroits à l'E, à proximité du domaine briançonnais. Suivant cette hypothèse, le décalage du dispositif sédimentaire vers le N correspondrait à une sinuosité des contours paléogéographiques. Cette étroitesse et ce décalage des différents domaines sédimen-

taires dans les Alpes-Maritimes ont dû être accentués par les déformations postérieures au Jurassique : la direction des structures récentes (E-W) montre un raccourcissement N-S qui peut être précisé à l'examen des déplacements locaux mettant en oeuvre les terrains jurassiques.

b) Modifications de l'architecture initiale du bassin jurassique

Les différents domaines sédimentaires sont plus déplacés dans la partie E du territoire.

Raccourcissement entre le Barrot et le Cheiron

Du Mt-Gourdan (à l'W) au Mt-Vial et à la vallée du Var (à l'E), le rapprochement entre le bassin du Barrot et le plateau du Cheiron s'accroît.

- Au niveau du Mt-Gourdan, le plateau du Cheiron est séparé du bassin du Barrot par les séries de l'Estéron et de la ride de Léouvé-Daluis et Mt-Gourdan. Sans dépliement, la distance entre les deux domaines de sédimentation est estimée à environ 20 km (elle est peu différente de celle qui existe entre le haut-fond du moyen Verdon et le bassin de Gap-Digne).
- Entre Ascros et Toudon, le bassin du Barrot chevauche des dolomies blanches (Rocca blanca) de faciès identiques à celles du plateau du Cheiron ou de la ride du Mt-Gourdan. La distance entre les deux domaines sédimentaires n'est plus que 10 km.
- Dans la vallée du Var, le bassin du Barrot chevauche les dolomies de l'extrémité orientale du Cheiron, tectonisée et courbée dans le sens du chevauchement.

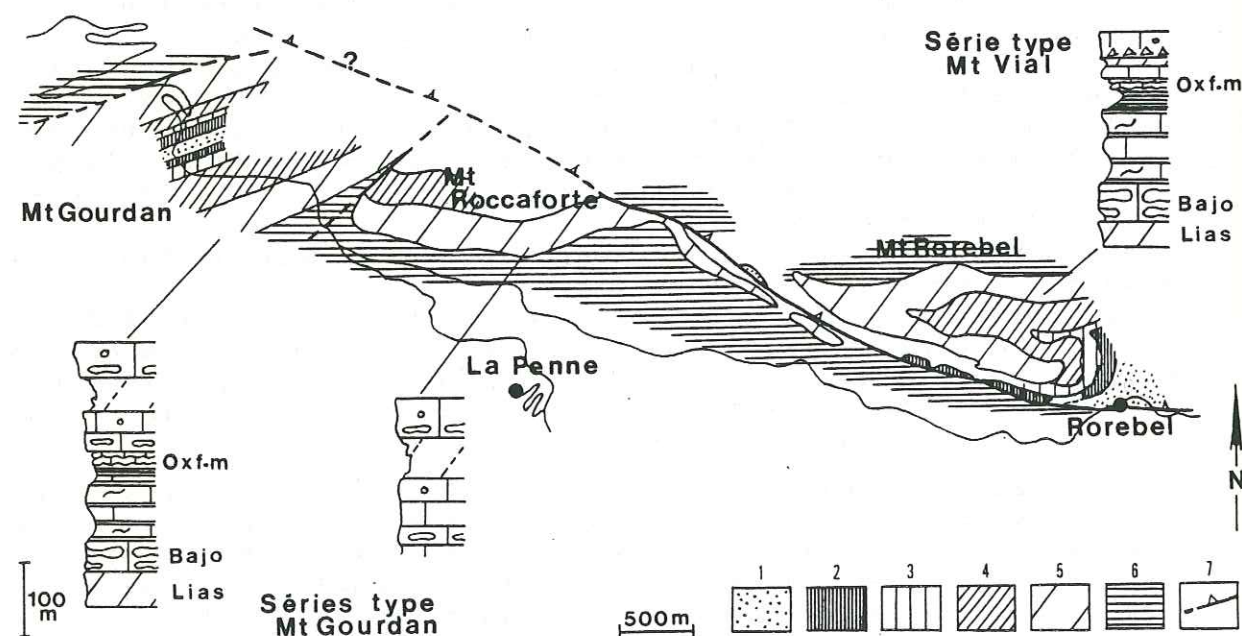


Fig.142 - Cartographie et interprétation du dispositif actuel montrant le rapprochement tectonique des séries jurassiques du Mt-Vial et celles du Mt-Gourdan-Roccaforte (interprétées comme en continuité sur les cartes géologiques au 1/80000 et au 1/50000) (1 Rhétien, 2 Lias, 3 Bajocien, 4 Bathonien-Oxfordien, 5 Oxfordien Tithonique, 6 Crétacé, 7 Accident tectonique)

Une grande partie du bassin jurassique a donc disparu entre le Mt-Gourdan et le Mt-Vial, conservée en lambeaux sous le chevauchement (Rocca blanca ?).

Le chevauchement semble débiter dès Rorebel : l'analyse stratigraphique montre une différence de faciès entre les séries du Mt-Gourdan-Roccaforte, et celles du Mt-Vial à Rorebel; elle s'expliquerait par un rapprochement anormal des séries. Ce déplacement est confirmé par un lever cartographique entre l'unité du Mt-Gourdan et celle du Mt-Vial. D'après ce lever effectué avec J. VERNET, les séries jurassiques de l'unité du Mt-Vial sont bien en contact anormal avec celles du prolongement de Roccaforte (Fig.142).

Raccourcissement entre les Baous et le Cheiron

Dans le bassin d'Antibes, les zones subsidentes au Lias et au Bathonien sont plutôt orientées NW-SE à E-W, avec un affaissement maximum vers le SW. L'orientation de la zone de flexuration qui limite ce bassin au N est en accord avec ce dispositif au niveau de Grasse, mais son prolongement oriental s'en écarte vers le NE au niveau de Vence :

- Au Bathonien supérieur, elle est distante de 7 à 8 km de l'aire de dépôt des marnes à pholadomyes (vers Grasse) ; près de Vence, elle se trouve à 15 km des marnes à pholadomyes les plus proches (celles de Valbonne et Antibes). Il faut envisager un élargissement du bassin d'Antibes à l'E : la disposition des faciès ne semble pas l'évoquer. L'unité des Baous a peut-être été déplacée.
- La présence, sous le chevauchement des Baous (au Broc), de masses jurassiques fossilifères du Callovien et de l'Oxfordien moyen, prouve un déplacement. Alors que les séries situées au S des Baous sont dolomitiques et azoïques à la même époque, la série coincée sous les Baous, calcaire et fossilifère, appartient à un domaine de sédimentation occupant dans le bassin jurassique une position au moins aussi septentrionale que celle des Baous. Le bassin jurassique était donc vraisemblablement moins étroit qu'aujourd'hui.

En résumé, un raccourcissement non négligeable peut être proposé entre l'extrémité orientale du Cheiron et les Baous. De Courségoules à la vallée du Var, la disparition des terrains crétacés et l'intense tectonisation des assises jurassiques entre les deux unités seraient aussi en faveur d'une telle interprétation.

c) En conclusions

Au S de la région Barrot-Argentera, les éléments du dispositif sédimentaire jurassique ont été postérieurement déplacés. A l'origine, le bassin d'Antibes était en position plus méridionale, le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous occupait un territoire plus large qu'actuellement, et la partie S du bassin du Barrot était plus éloignée du plateau du Cheiron. Le raccourcissement est donc essentiellement N-S, estimé à une trentaine de km. Ainsi rétablis dans une position supposée d'origine, les éléments du bassin jurassique se disposent dans les Alpes-Maritimes suivant les mêmes directions que leurs équivalents des bassins de Gap-Digne et de Provence.

7 - RECONSTITUTION DU BASSIN DES ALPES-MARITIMES AU JURASSIQUE

La partie méridionale du bassin est étirée du N vers le S : le plateau des Baous est élargi, repoussant le bassin d'Antibes en position méridionale.

L'ensemble du bassin du Barrot est déplacé vers le N, et le socle permien déplié entre Barrot et Argentera.

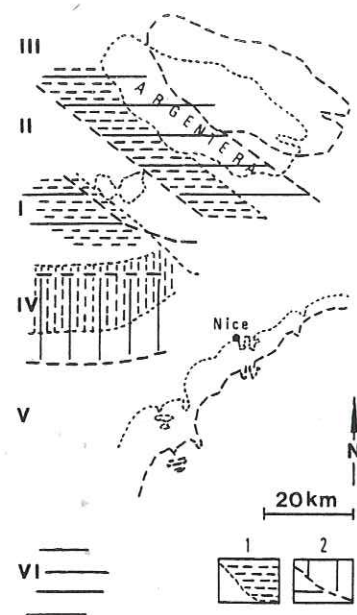


Fig.143 - Disposition présumée du bassin des Alpes-Maritimes au Jurassique - Zones subsidentes II Bassin du Barrot, V Bassin d'Antibes - Zones hautes I Ride de Léouve-Daluis-Gourdan, III Structure de la Tinée, IV Plateau du Cheiron et Baous, VI Aire émergée.

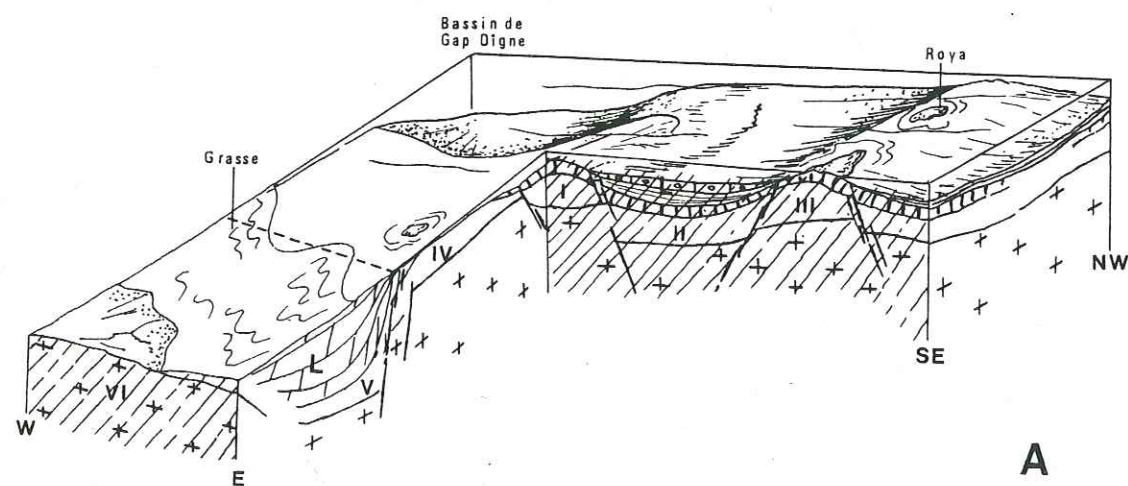


Fig.144 A - Le dispositif sédimentaire au Lias (L) directions structurales NW-SE et E-W, subsidence différentielle, profondeur faible (même légende que la Fig. 143)

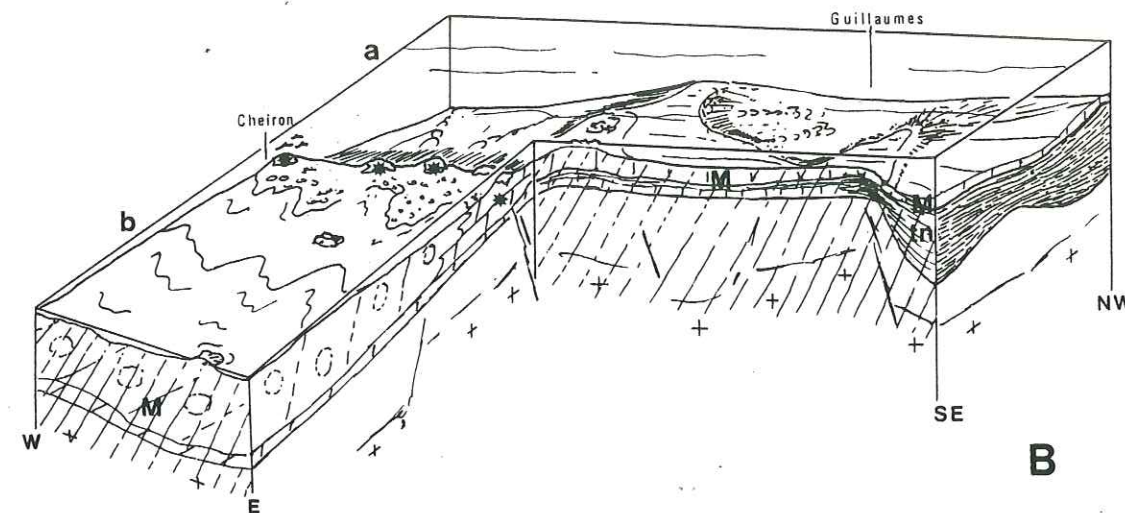


Fig.144 B - Le dispositif sédimentaire au Malm : directions structurales E-W, inversion de subsidence, approfondissement, a Domaine alpin, b Domaine provençal. (tn Terres noires, M Malm)

CHAPITRE VII

- LA JONCTION DU DISPOSITIF PROVENÇAL ET DU DISPOSITIF BARROT-ARGENTERA (arc de Nice)
- RECONSTITUTION DE L'ENSEMBLE DU BASSIN JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES

Un dispositif sédimentaire complexe, avec des aires de dépôts variées, déplacées après le Jurassique, les changements de lithologie déterminant les unités structurales actuelles regroupées en trois domaines :

- . Un domaine vésubien (entre la basse Tinée et Levens), avec un passage latéral rapide entre une sédimentation de type structure de la Tinée et une sédimentation de type plateau sous-marin du Cheiron et des Baous. L'ensemble appartiendrait au bord septentrional du bassin du Barrot (qu'il chevauche), le bord méridional étant la chaîne du Mt-Vial.
- . Un domaine niçois, rapproché de l'arc de Castellane, présentant des affinités avec la bordure N du plateau sous-marin (entre Nice et Levens), avec la bordure S de ce plateau et le bassin d'Antibes (entre Nice et Monaco). Des polarités sédimentaires désordonnées suggèrent des déplacements à l'intérieur de ce domaine.
- . Un domaine mentonnais (entre Sospel et Menton), terminaison E du plateau sous-marin avec une sédimentation rappelant celle du bassin d'Antibes jusqu'au Bathonien supérieur.

SOMMAIRE

Introduction	279
I - Analyse stratigraphique, reconstitutions partielles du bassin, esquisse des déplacements postérieurs ...	281
A- Le chaînon d'Utelle (domaine vésubien)	281
1-Série réduite (la Courbaisse)	282
2-Série épaisse (Castellar de Levens)	283
3-Ensemble du chaînon d'Utelle	284
4-Reconstitution du bassin en replaçant les séries du chaînon d'Utelle dans une position probable au Jurassique	286
B- Les chaînons jurassiques formant la bordure W et S du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes (domaine niçois)	288
1-Séries jurassiques de la bordure W du synclinal	288
a - Les unités d'Aspremont et de Falicon	288
b - L'unité du Mt-Férion	291
c - Caractéristiques de la sédimentation jurassique.	294
d - Reconstitution du bassin jurassique et esquisse des déplacements postérieurs en bordure W du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes	294
2-Séries jurassiques de la bordure S du synclinal	296
a - Les unités jurassiques comprises entre Peillon et Monaco	296
b - Les unités jurassiques comprises entre la Trinité et le cap Ferrat	301
c - Reconstitution du bassin jurassique et esquisse des déplacements postérieurs en bordure S du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes	307
C- Les chaînons jurassiques de Sospel et Menton (domaine mentonnais)	309
1-Entre la moyenne Vésubie et le cap Martin	310
a - Coupe du pic de Baudon	311
b - Coupe de la cime de Rocca Seira	313
c - Caractéristiques de la sédimentation	315
d - Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements. Esquisse des déplacements postérieurs	315
2-Entre Sospel et Menton	316
a - Coupe de la Pte-Siricoque	317
b - Coupe du Mt-Barbonnet	319
c - Coupes du Mt-Roulabre et du Mt-Grammont	322
d - Caractéristiques de la sédimentation jurassique.	323
e - Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements. Esquisse des déplacements postérieurs	323
II - Principaux résultats	325
1-Nouvelles données biostratigraphiques	325
2-Les éléments du dispositif sédimentaire jurassique..	326
3-Position actuelle des éléments du dispositif sédimentaire et esquisse des déplacements postérieurs au Jurassique	328
III - Essai d'une reconstitution paléogéographique de l'ensemble du bassin jurassique des Alpes-Maritimes.	330

- INTRODUCTION

De nombreux problèmes se posent pour reconstituer les modalités de la sédimentation et le dispositif sédimentaire jurassique dans l'arc de Nice.

- Les difficultés essentielles tiennent à la rareté ou à l'absence de faunes et à l'intense dolomitisation. La stratigraphie a pu être précisée de façon très ponctuelle à l'aide de nouvelles découvertes de faunes ou le plus souvent en faisant référence aux séries de faciès comparables mieux datées dans les régions voisines. Mais ces régions étaient-elles peu éloignées au Jurassique ?
- Les déplacements postérieurs au Jurassique compliquent les reconstitutions paléogéographiques et une analyse structurale était indispensable. Ce type d'étude s'appuie sur des variations de faciès, or, les séries jurassiques de l'arc de Nice, de faciès provençal, sont réputées assez monotones et donc peu favorables. Aussi d'un point de vue structural, l'arc de Nice est-il souvent considéré comme déplacé dans son ensemble, les déformations successives étant bien reconstituées.

L'analyse stratigraphique détaillée montre en fait des différences sensibles entre les séries, traduisant l'existence de plusieurs aires de dépôt au Jurassique. Les affinités les plus évidentes avec des domaines de sédimentation reconnus ailleurs peuvent ensuite être recherchées. Supposant que les relations géographiques entre ces différentes aires de dépôt devaient être assez semblables en divers points du bassin au Jurassique, des déplacements postérieurs au dépôt peuvent alors être proposés.

- Les ensembles structuraux de l'arc de Nice (Fig.145)

D'Ouest en Est, trois domaines charpentés par les terrains jurassiques et séparés par des contacts anormaux majeurs peuvent être reconnus.

Un domaine vésubien

. Le chaînon d'Utelle

Entre la basse vallée de la Tinée (au NW) et Levens (au SE), les affleurements jurassiques forment une falaise continue qui chevauche vers le S les séries du Mt-Vial et de la Mescla, et vers l'W leur prolongement au Mt-Arpasse.

Plusieurs coupes, souvent tectonisées au-dessus du contact anormal, ont pu être levées : Picciarvet, Courbaisse, Reveston, Madone d'Utelle, gorges inférieures de la Vésubie, Castellar de Levens.

Un domaine niçois

. Les chaînons entourant à l'W et au S le synclinal de Contes et Berre-les-Alpes

L'ossature jurassique enveloppant le synclinal est formée d'unités parallèles très resserrées. Orientées N-S en bordure occidentale du synclinal, elles chevauchent pour la plupart vers l'W ; de la périphérie du synclinal en direction du Var, ce sont les unités du Mt-Férion et de Chateauneuf-de-Contes, de Falicon

des Mts-Chaume de Tourette et d'Aspremont.

A partir de Nice et jusqu'à Monaco, en bordure méridionale du synclinal, les structures à noyau jurassique sont allongées W-E et chevauchent vers le S ; de la périphérie du synclinal en direction du littoral, ce sont les unités de Peillon, la cime de Fourne et le col de Guerre, la Tête de Chien et Eze. L'ampleur des déplacements s'amortit au front dans la région de Villefranche-sur-Mer (unité du Mt-Leuze), les formations du cap Ferrat étant considérées comme autochtones. Ce second ensemble chevauche le chaînon d'Utelle au niveau de la basse vallée de la Vésubie, puis la terminaison du Mt-Vial et Mt-d'Arpasse entre la Roquette-s-Var et St-Blaise ; la disparition du chaînon d'Utelle entre ces deux localités permet d'envisager dès maintenant des rapprochements E-W importants entre les séries jurassiques de l'arc de Nice et celles de l'extrémité orientale de l'arc de Castellane.

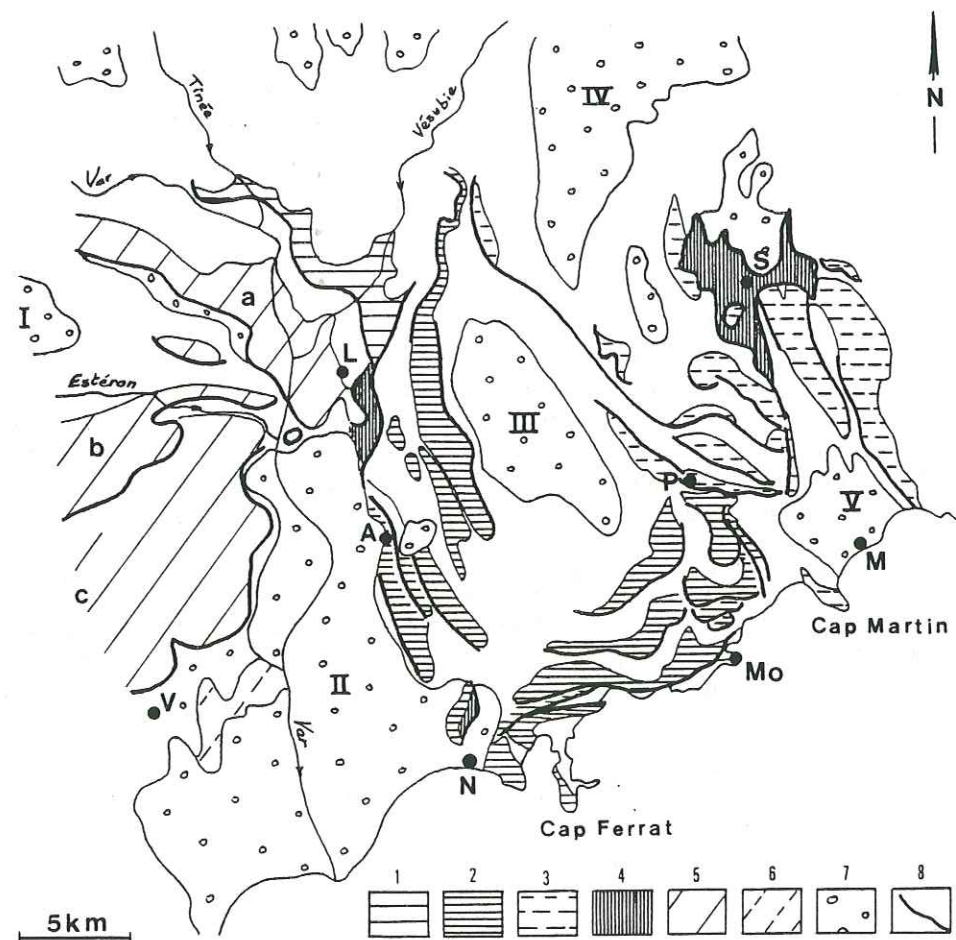


Fig. 145 - Les ensembles structuraux à ossature jurassique de l'arc de Nice (d'après la carte géologique Nice 1/80000) - 1 Chaînon d'Utelle (Domaine vésubien) 2 Chaînons enveloppant le synclinal de Contes et Berre-les-Alpes (Domaine niçois), 3 Chaînons de Sospel et Menton (Domaine mentonnais), 4 Trias diapirique, 5 Mt-Vial et Mt-Arpasse (a), Cheiron (b), Baous (c), 6 Jurassique autochtone (avant-pays de Grasse et Antibes), 7 Bassins tertiaires : St-Antonin (I), Var (II) Contes et Berre-les-Alpes (III), Peira Cava (IV), Menton (V), 8 Contacts anormaux - A Aspremont, L Levens, M Menton, Mo Monaco, N Nice, P Peille, S Sospel, V Vence.

Un domaine mentonnais

Les chaînons de Sospel et Menton

En bordure N-orientale du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes, on peut reconnaître les unités de Rocca Seira, Touet-de-l'Escarène, gorges du Paillon, Peille, Mt-Baudon, Pte Siricoque et Ste-Agnès ; elles chevauchent plutôt vers le SW.

A Sospel, la couverture mésozoïque est crevée par les gypses triasiques (diapir), les terrains jurassiques encaissants sont bréchiques (Castillon) ou renversés (Mt-Barbonnet). Du diapir de Sospel à la frontière italienne, ce sont les unités des Mts-Diaurus, Razet et Grammont aux structures orientées NW-SE à N-S. Au contact avec l'ensemble précédent, entre la moyenne vallée de la Vésubie et le cap Martin, les unités formées par les terrains jurassiques sont intensément faillées (Peille), déversées (gorges du Paillon) ou se chevauchent (Mt-Agel).

I - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE, RECONSTITUTIONS PARTIELLES DU BASSIN ET ESQUISSES DES DEPLACEMENTS POSTERIEURS

A) LE CHAÎNON D'UTELLE (Domaine vésubien)

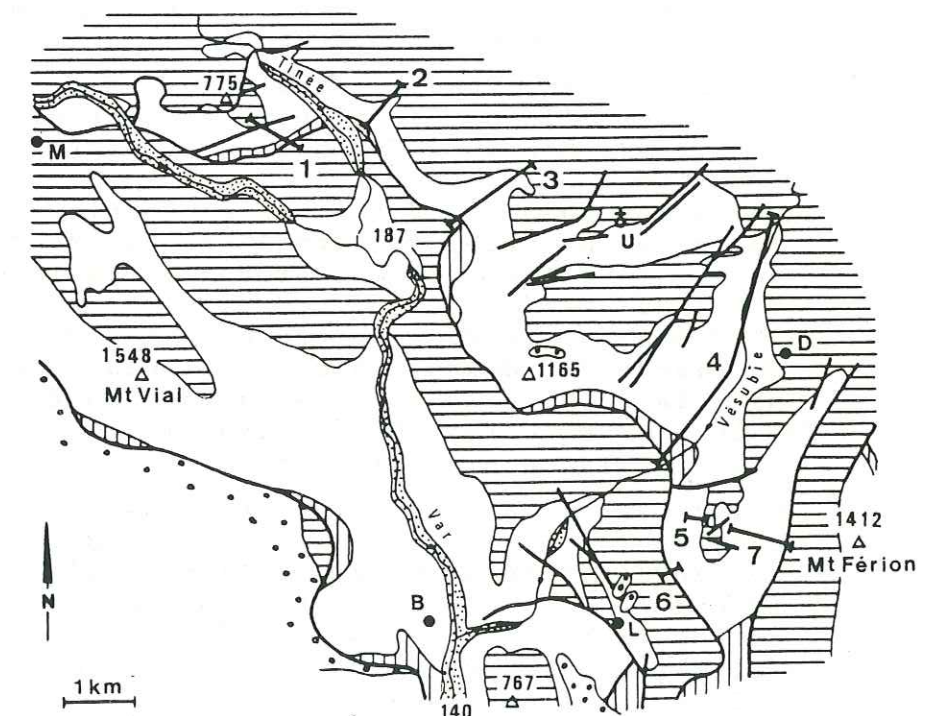


Fig. 146 - Situation géologique et localisation des profils dans le chaînon d'Utelle (1 Picciarvet, 2 Courbaisse, 3 Reveston, 4 Cros d'Utelle, 5 à 7 Castellar de Levens - B Bonson, D Duranus, L Levens, M Malaussène, U Notre-Dame d'Utelle)

La série jurassique, réduite et tectonisée au Picciarvet, s'épaissit brutalement au plateau de la Madone d'Utelle pour conserver la même puissance jusqu'à Levens. Pour J. GOGUEL

(1944), la variation d'épaisseur est liée au développement de faciès carbonaté au sein des argilo-calcaires néocomiens à proximité du domaine provençal. D'après L. BERTRAND (1896), la série jurassique épaisse présente des superpositions de faciès dauphinois et de faciès provençaux.

1) SERIE REDUITE (LA COURBAISSE) (Fig.147)

1.a-Marnes feuilletées noires, renfermant des bancs de dolomies roussâtres, de calcaires bioclastiques ou de calcaires à grains fins roux ; lumachelle (*Avicula contorta*) près du sommet.

Le microfaciès des calcaires roux à grains fins est une dolomicrite pyriteuse à débris végétaux (?) et abondants grains de quartz.

b-Dolomies beiges (10 m), en bancs épais séparés par des dolomies feuilletées à laminites ; dolomicrites riches en quartz, les structures laminées résultant d'accumulations stratifiées d'éléments détritiques.

2 - Calcaires bioclastiques bruns et dolomies (30 m) en corniche ; oncolithes, gastropodes, entroques, lamelli-branches, brachiopodes, miliolidés, trocholines, textularidés, grains micritiques, pelleteïdes et agrégats jointifs ; matrice micritique dont les vides sont comblés par de la sparite, ou sparite de remplissage liant des grains encroûtés par un ciment calcitique précoce.

3.a-Calcaires et calcaires argileux gris-brun (50 m), à rares cancellophycus et chailles, formant un talus. Micrites à débris d'échinodermes, microfilaments et lenticulines.

b-Calcaires massifs (5 à 6 m), en corniche au toit ferruginisé. Micrites à microfilaments, renfermant au sommet de la glauconie, des protoglobigérines et *Hecticoceras* sp.

c-Encroûtement ferruginisé remplissant des perforations ou plaqué sur des dépressions de plusieurs dcm entamant le toit de la corniche sous-jacente.

d-Calcaires et calcaires argileux (1 m), micritiques, à microfilaments et glauconie.

4.a-Calcaires grumeleux gris en rognons et marnes blanchâtres (10 m) à spongiaires et protoglobigérines, *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Trimarginites arolicus*, *Tornquistes* sp., *Cardioceras* sp., périsphinctidés et oppélidés.

b-Calcaires en gros bancs séparés par des argilo-calcaires grumeleux (env. 30 m).

5 - Calcaires lités (15 à 20 m).

6 - Calcaires massifs (70 m), à grains plutôt fins, formant la falaise qui termine la série jurassique sous les marno-calcaires du Crétacé inférieur.

La succession stratigraphique peut être ainsi résumée en s'appuyant sur l'évolution générale de la sédimentation dans le bassin : (1) représente le Rhétien, (2) le Bathonien et la base du Callovien ?, (3) le Callovien inférieur et moyen, (4) l'Oxfordien moyen, sommet de la zone

à Plicatilis et base de la zone à Transversarium en 4a, (5 et 6) sont attribués à l'Oxfordien supérieur, au Kim-méridgien et au Tithonique-Berriasien ?

Dans l'ensemble, la subsidence est peu importante, et deux faits importants se dégagent : la réduction ou l'absence de dépôts entre Rhétien-Bathonien, et entre Callovien moyen-Oxfordien moyen.

2) SERIE EPAISSE (CASTELLAR DE LEVENS) (Fig.147)

1 - Dolomies massives (quelques mètres), recouvrant en contact anormal les marno-calcaires du Crétacé.

2.a-Conglomérats (1,5 m), à éléments dolomitiques gris liés par un calcaire dolomitique jaunâtre. A la base, les bancs sont massifs et renferment des éléments de taille importante (10 à 30 cm) ; au sommet, le conglomérat se délite en bancs minces et les éléments sont plus fins (2 à 3 cm). En lames minces, la matrice est pyriteuse, dolomicritique ou dolosparitique et renferme des grains de quartz anguleux ou automorphes. Les éléments sont arrondis ou peu anguleux, dépourvus de quartz, et de faciès variés : dolomicritiques (uniformes, à laminites, à réseau de craquelures de dessiccation, à spongiaires ? ou bioclastes indéterminables), et dolosparitiques (aucune structure n'est identifiable).

b-Dolomies brunes (30 m) en corniche massive, avec quelques intercalations de calcaires bioclastiques dolomitiques.

3 - Dolomies brunes à grains fins, puis calcaires lités gris-jaunâtre (30 à 40 m). Pelleteïdes, échinodermes, textularidés et nodosariidés, dans une micrite où les microfilaments sont abondants au sommet.

4.a-Calcaires grumeleux rognoneux et glauconieux (0,2 m), d'aspect conglomératique, livrant *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Peltoceraoïdes* sp., *Lissoceras* sp. et des périsphinctidés.

b-Calcaires rognoneux et marnes (5 m) renfermant *Dichotomoceras bifurcatoïdes* et *Dicosphinctes* sp.

c-Calcaires fins et calcaires grumeleux (15 à 20 m).

5 - Calcaires lités à grains fins, beige-brun (100 m), localement à chailles, livrant des faunes indéterminables ou peu significatives (*Sowerbyceras tortisulcatum*). Micrites à spongiaires et protoglobigérines à la base, à grains micritiques, filaments et saccocomidés au sommet.

6 - Calcaires bioclastiques bruns à chailles (50 à 60 m), formant une première falaise massive. Micrites à saccocomidés, puis à spongiaires, oncolithes et polypiers.

7 - Dolomies blanches saccharoïdes (60 m), en retrait dans la topographie.

8.a-Calcaires construits et calcaires bioclastiques (50 m env.) constituant la falaise terminale. Polypiers, serpulidés, *Cladocoropsis* sp., oncolithes, entroques, brachiopodes, lamelli-branches, pseudocyclamine (?), nau-

- tiloculines, textularidés, miliolidés et grains micritiques, dans une micrite renfermant des éléments fins et présentant des remplissages sparitiques.
- b-Calcaires massifs à grains fins (10 à 20 m), riches en clypéines, nautiloculines, *Pseudocyclamina lituus*, trocholines, gastropodes et fins débris bioclastiques.
- c-Calcaires bioclastiques (env. 2 m) se terminant par une surface perforée et encroûtée d'un matériel ferrugineux. Sparites à grains bien calibrés (grainstones) d'origines variées : oolithes, grains micritisés, entroques, polypiers, *Cladocoropsis* sp., *Thaumatoporella* sp., *Cayeuxia* sp., lamellibranches, gastropodes, brachiopodes ; nombreux foraminifères : textularidés, miliolidés, nautiloculines, pseudocyclamines, trocholines et rares lenticulines.
- 9 - Calcaires micritiques et calcaires argileux gris, pyriteux et glauconieux, livrant *Duvalia dilatata* à l'extrême base.

Les éléments de datation étant peu nombreux, les attributions stratigraphiques font référence aux séries de faciès comparables datées dans d'autres régions. (1) représenterait le Rhétien, (2) le Bathonien, (3) le Callovien et la base de l'Oxfordien, (4) l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à Plicatilis et base de la zone à Transversarium en 4a), (5 à 8) l'Oxfordien moyen-supérieur, le Kimméridgien-Portlandien et sans doute le Berriasien, (9) le Néocomien. La sédimentation se caractérise par un conglomérat de base, une absence de dépôts liasiques, une subsidence importante à partir de l'Oxfordien moyen, un développement des dolomies au Jurassique terminal, des éléments indiquant la proximité d'aïres de dépôt saumâtre (clypéines), et un arrêt de sédimentation à la limite Jurassique-Crétacé ou au Crétacé basal (surface durcie au toit de 8c).

3) ENSEMBLE DU CHAINON D'UTELLE

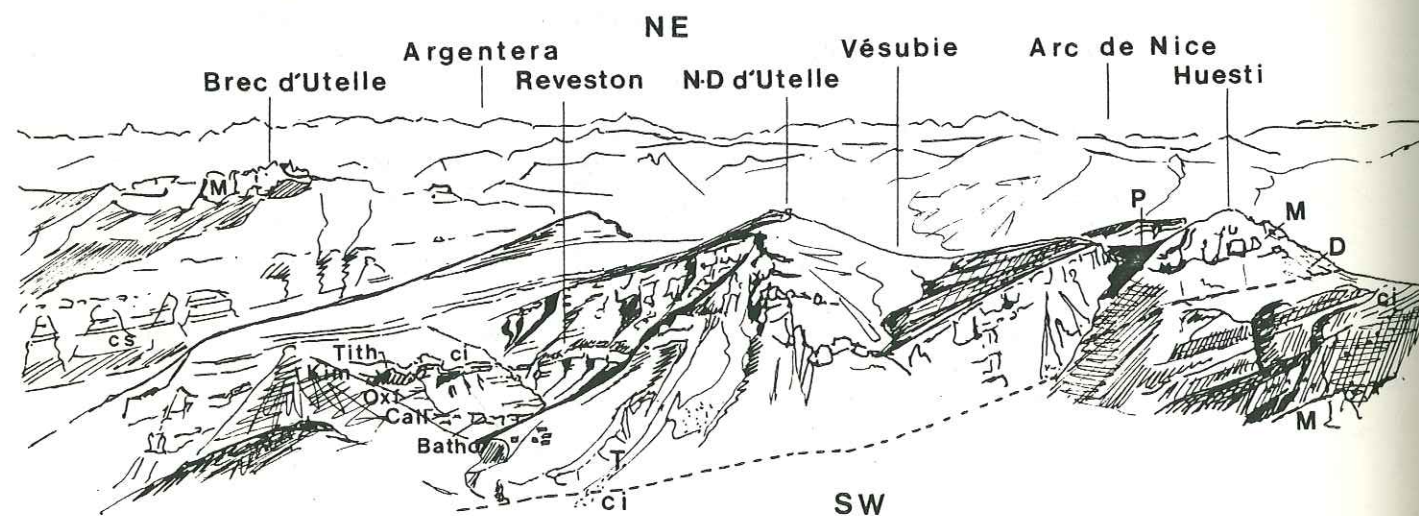


Fig.147 - Le chaînon d'Utelle vu du Mt-Vial : passage des faciès bassin aux faciès plate-forme entre le Reveston et Notre-Dame d'Utelle

- Du Picciarvet au Reveston, la série est de type réduit (Fig.148)
- Au Picciarvet, les calcaires grumeleux de l'Oxfordien moyen (4a), recouvrent directement la surface ferruginisée et glauconieuse occupant le toit des dépôts du Callovien moyen (3c) ; la réduction d'épaisseur (disparition de 3d) est donc plus importante qu'à la Courbaisse.
 - Au Reveston, les dépôts bathoniens (2) succèdent à des calcaires à chailles attribués au Bajocien (Bassin du Barrot, Mt-Vial) ou au Bathonien (avant-pays de Grasse) : quelque soit leur âge ici, la subsidence anté-callovienne est plus importante qu'à la Courbaisse. Entre la surface (3c) du toit des dépôts calloviens moyens (*Choffatia* sp., *Reineckeia* sp.) et les horizons grumeleux (4a) de l'Oxfordien moyen (*Trimarginites arolicus*, *Ochetoceras canaliculatum*), l'épaisseur des sédiments (3d) est aussi plus importante (3 m) qu'à la Courbaisse.
 - Le Picciarvet peut donc être considéré comme une zone haute du Rhétien au Bathonien, bordée par une aire relativement affaissée au même moment vers le Reveston. Replacée dans le dispositif sédimentaire régional, la zone haute du Picciarvet est actuellement située dans l'axe de subsidence maximum entre le sillón de Pierlas et celui du Mt-Vial. La zone haute la plus proche est la structure de la Tinée, caractérisée aussi par une réduction des dépôts liasiques et une importante lacune entre le Callovien moyen et l'Oxfordien moyen. Il y a donc de nombreuses analogies entre les séries du Picciarvet et de la Courbaisse, et celles de Rimplas.
- De la Madone d'Utelle au Castellar de Levens, la série est de type épais (Fig.148)
- Au Cros d'Utelle, il n'y a pas de surface ferruginisée au toit des dépôts du Callovien moyen, le faciès grumeleux de l'Oxfordien moyen est très épais, la subsidence est importante au Jurassique terminal et les dépôts apparemment continus du Jurassique au Crétacé. La sédimentation présente donc à Utelle, les mêmes caractéristiques qu'au Chaudan.
 - Au Castellar de Levens, la série s'est déposée dans un domaine se comportant comme une zone haute avant le Bathonien, et comme une aire subsidente où la profondeur se maintient faible (faciès récifaux) au Jurassique terminal : à la limite Jurassique-Crétacé, l'aire de dépôts des faciès purbeckiens n'est pas très éloignée et la sédimentation est discontinue. Tous ces éléments apparentent la série de Levens au même domaine de dépôts que celui où se sont élaborées les séries du Cheiron et des Baous.
 - Les séries du Cros d'Utelle et du Castellar de Levens présentent donc de nombreuses analogies avec les séries du Chaudan qu'elles chevauchent et celles du Cheiron dont elles sont peu distantes. Bien qu'il n'y ait pas actuellement de continuité d'affleurements entre ces

diverses séries, elles ne devaient pas être très éloignées au Jurassique.

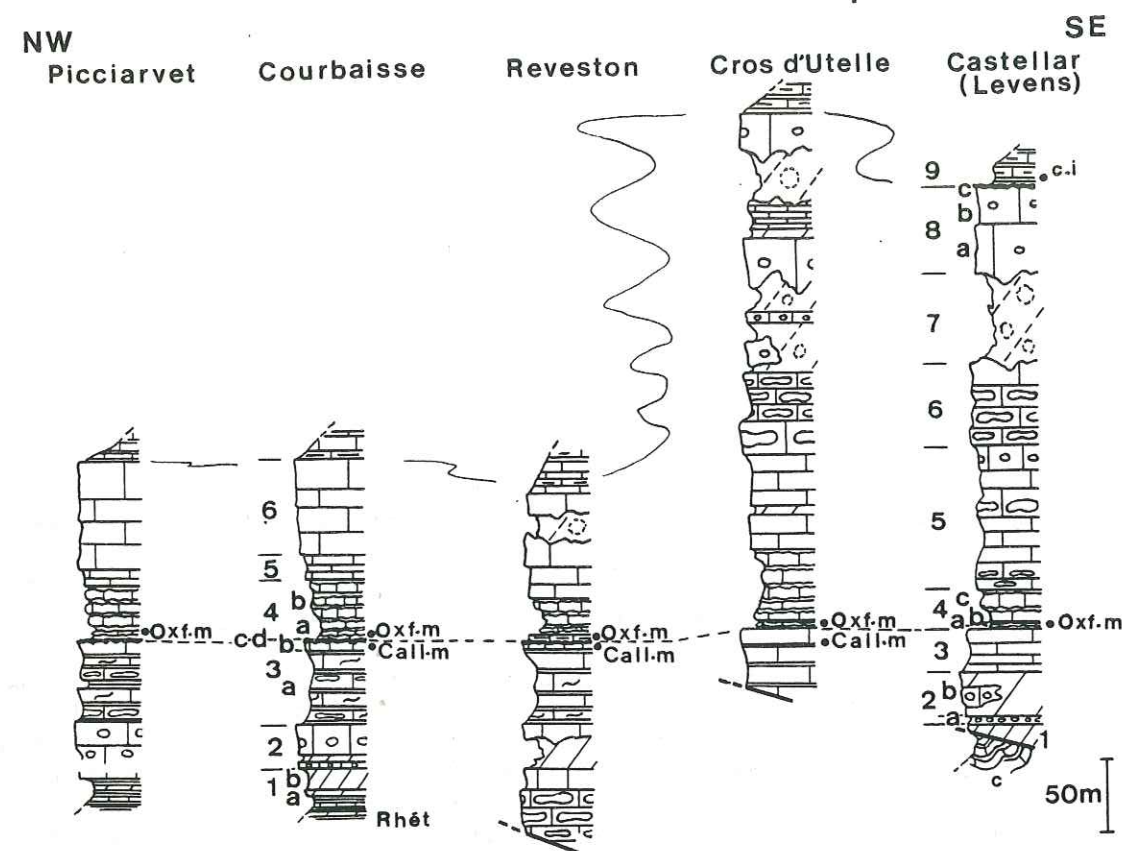


Fig. 148 - Variations d'épaisseur et de faciès des séries jurassiques du chaînon d'Utelle.

4) RECONSTITUTION DU BASSIN EN REPLACANT LES SÉRIES DU CHAÎNON D'UTELLE DANS UNE POSITION PROBABLE AU JURASSIQUE (Fig. 149)

- La zone haute du Picciarvet doit être déplacée de quelques km au N ou au NE pour se rattacher (?) à la structure de la Tinée. La position du domaine de plate-forme (Cros d'Utelle, Castellar de Levens) serait peu différente de la position actuelle.
- Suivant ce schéma, le chaînon d'Utelle peut être considéré comme la bordure septentrionale du sillon du Mt-Vial ; cette aire affaissée est alors flanquée de deux zones hautes, la ride de Léouvé-Daluis au SW, la structure de la Tinée et son prolongement au Picciarvet au NE.
- Le bassin jurassique dans cette région a donc été "fermé" par un rapprochement des deux zones hautes.
- Pour rétablir le dispositif jurassique, le chaînon d'Utelle devrait pivoter vers le N. Un déplacement de même sens devrait être également nécessaire pour amener les terrains post-jurassiques dans leur position d'origine : les contacts

anormaux intra-Crétacé (redoublement de la série entre Villars-s-Var et Thiery) ou entre Crétacé et Tertiaire (redoublement du contact stratigraphique dans le soubassement du Mt-Mangiarde), montrent un chevauchement des formations vers l'W et le S, comme pour les assises jurassiques (cartes géologiques Nice 1/80000, St-Martin-Vésubie et Puget-Théniers 1/50000).

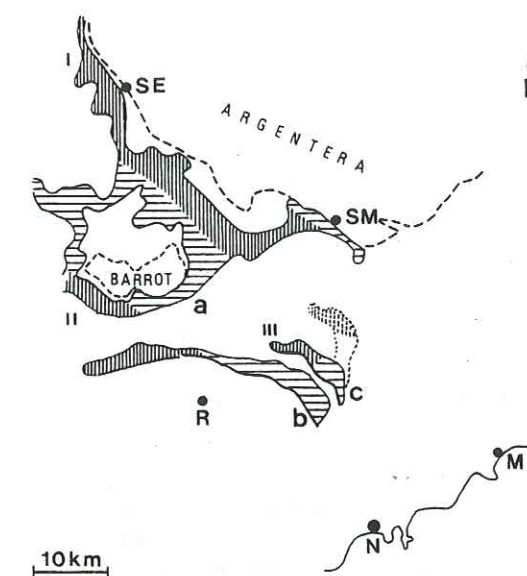


Fig. 149 - La position actuelle des faciès jurassiques du chaînon d'Utelle ne s'intègre pas au dispositif sédimentaire (en pointillé, la position proposée au Jurassique) - Zones hautes (I structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis, III Picciarvet) - Zones subsidentes (a Bassin du Barrot, b Sillon du Mt-Vial, c Reveston) - (N Nice, M Menton, R Roquestéron, SE St-Etienne-de-Tinée, SM St-Martin-Vésubie).

- Dans ce bassin reconstitué, les séries liasiques du Mt-Vial n'ont pas été retrouvées dans le chaînon d'Utelle, entre la Courbaisse et le Cros d'Utelle où pourtant elles devraient être présentes d'après le schéma paléogéographique proposé.
- Un laminage tectonique pourrait être responsable de cette disparition, la série jurassique du chaînon d'Utelle débutant par des assises d'âges très variés au-dessus du contact anormal. Dans une position structurale actuellement comparable à celle du chaînon d'Utelle les séries jurassiques du Mt-Vial sont pourtant complètes.
- Une dissymétrie du sillon du Mt-Vial semble plus probable. Au flanc SW du sillon (entre Bonson et Rorebel), les séries liasiques vont en diminuant progressivement d'épaisseur à l'approche de la ride de Léouvé-Daluis. Leur disparition sur le flanc NE (dans le chaînon d'Utelle) pourrait résulter d'une tectonique et d'une érosion anté-bathonienne.

. Ce dispositif serait comparable à ce qui s'observe dans le bassin du Barrot : de l'axe du bassin (Pierlas) à la ride de Léouvé-Daluis, les séries liasiques diminuent progressivement d'épaisseur, comme en bordure SW du sillon du Mt-Vial ; de Pierlas à la structure de la Tinée (flanc NE du sillon), elles disparaissent brutalement. Le même dispositif pourrait exister sur le flanc NE du sillon du Mt-Vial, expliquant l'absence des séries liasiques dans le chaînon d'Utelle. Cela demeure toutefois une hypothèse.

B) LES CHAINONS JURASSIQUES FORMANT LA BORDURE W ET S DU SYNCLINAL DE CONTES ET BERRE-LES-ALPES (domaine niçois)

Les unités à ossature jurassique, courbées au niveau de Nice s'étendent sur près de 35 km entre la moyenne vallée de la Vésubie au N et Monaco à l'E. D'après J. VERNET (1968), plusieurs éléments peuvent être reconnus dans cet ensemble structural :

- "Un groupe de chevauchements de type alpin normal" (à la périphérie du synclinal), formé d'unités parallèles, dont les séries sont monoclinales, normales et chevauchantes vers l'extérieur de la chaîne (vers l'W ou le S).
- "Les écaillles méridionales et l'unité du Mt-Fourche" (partie occidentale du faisceau littoral, au N de Villefranche), constituées par des séries inverses, chevauchantes à l'origine vers le N ; les séries du cap Ferrat, quant à elles, seraient autochtones.

1) SERIES JURASSIQUES DE LA BORDURE W DU SYNCLINAL (Fig.150)

a) Les unités d'Aspremont et de Falicon (Fig.151)

. Coupe d'Aspremont (unité structurale la plus externe)

- 1.a-Marnes beiges et verdâtres (10 à 15 m), avec des bancs épais de dolomies gris-beige à grains fins, se débitant en rognons ou en parallélépipèdes.
- b-Calcaires dolomitiques roux et calcaires bioclastiques roux à lumachelle (*Avicula contorta* ?) (2 m). Le microfaciès est une dolomicritique, riche en grains de quartz et fragments de tests de lamellibranches disposés en lits, renfermant quelques foraminifères (*Glomospira* sp.).
- 2 - Calcaires conglomératiques roux (quelques bancs ?). Sparite cimentant d'abondants grains de quartz et de glauconie, des lamellibranches, échinodermes et grains dolomicritiques de texture variée (extraclastes).
- 3 - Dolomies brunes et calcaires bioclastiques beiges (barre de 30 à 40 m). Micrites à oncolithes, entroques, gastropodes, lamellibranches, polypiers, grains micritiques parfois oolithisés, lenticulines, trocholines, miliolidés, lituolidés et textularidés.
- 4 - Calcaires lités beiges à grains fins (talus de 30 m). Micrites à microfilaments, fragments d'échinodermes et nodosariidés de petite taille.

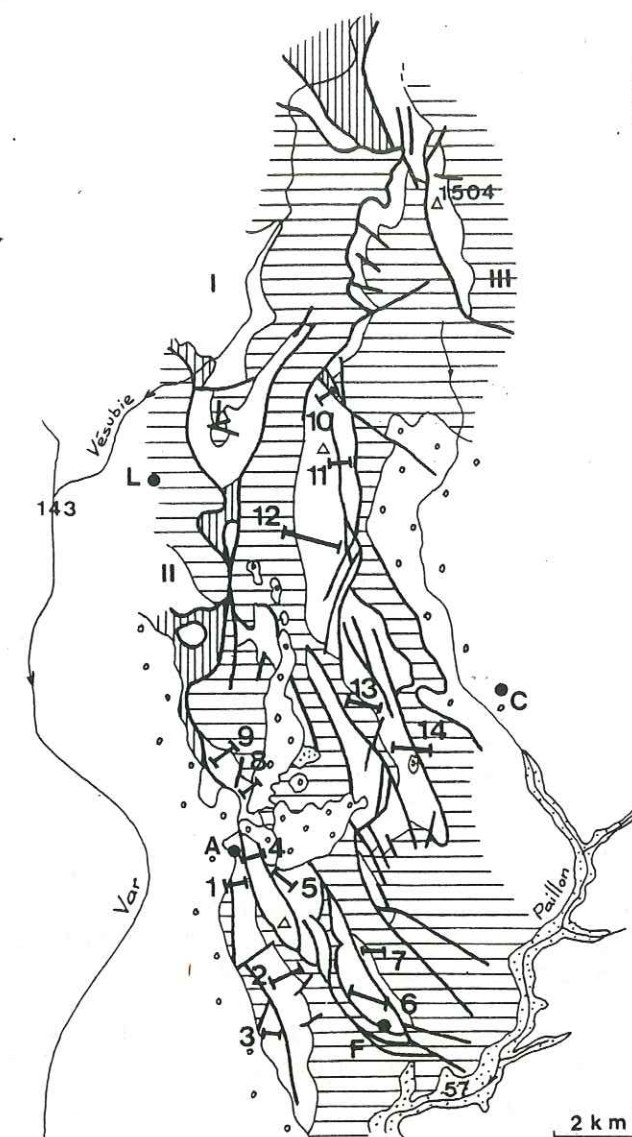


Fig.150 - Situation géologique (d'après la carte Nice 1/80000) et localisation des profils en bordure W du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes (A Aspremont, C Contes, F Falicon, L Levens - 1 Aspremont, 2 Crête de Craus, 3 Aire profonde, 4 Mt-Chauve d'Aspremont, 5 Mt-Chauve de Tourette, 6-7 Falicon; 10 à 12 Mt-Férion, 13-14 Chateauneuf-de-Contes) I Extrémité S du chaînon d'Utelle - II Extrémité S du chaînon du Mt-Vial et Mt-Arpasse - III Chaînons de la bordure E du synclinal de Contes, rattachés à l'ensemble de Sospel et Menton).

- 5.a-Calcaires rognoneux, grumeleux et glauconieux, d'aspect conglomératique (quelques dcm) livrant *Peltoceratoïdes* sp., *Lytoceras* sp. et des périsphinctidés.
- b-Calcaires argileux blanchâtres, calcaires grumeleux et calcaires lités beiges (40 m) de microfaciès assez

comparable. *Lytoceras* sp., *Dichotomoceras* sp., *Euaspidoceras* sp., *Trimarginites arolicus* et *Sowerbyceras tortisulcatum*.

- 6 - Calcaires lités beiges (falaise de 100 à 120 m), lithographiques, débutant par un niveau à chailles et présentant quelques intercalations de dolomie brune à grains fins. A la base, horizons de calcaires bioclastiques (micrites à oncolithes, sparites à grains micritiques, *Thaumatoporella* sp., lituolidés, textularidés, miliolidés et nubéculaires) ; à la partie supérieure, calcaires bioclastiques à microfilaments, protoglobigérines, saccocomidés, oncolithes, aptychus, petits massifs de spongiaires, serpulidés, grains micritiques et glauconie.
- 7 - Dolomies brunes (20 m), puis dolomies blanches saccharoïdes (120 m).
- 8 - Calcaires lités d'un blanc laiteux (corniche de 20 à 30m), de faciès variés : micrites à terriers ; sparites cimentant des oncolithes à *Bacinella irregularis*, *Cayeuxia* sp., des gastropodes, des oolites et des grains micritiques encroûtés d'un ciment précoce disposé en frange symétrique ; sparites à *Trocholina elongata*, *Clypeina jurassica* et miliolidés, grains micritiques et sédiment interne (micrite formée en milieu vadose). Le toit du dernier banc est encroûté d'un matériel ferrugineux, fossilisé par les argilo-calcaires et calcaires glauconieux du Néocomien.

La succession stratigraphique est précisée dans l'unité structurale la plus proche (Mt-Chauve d'Aspremont) :

- 4 - Calcaires à filaments livrant dès la base *Brightia difforme* (Callovien moyen), puis *Grossouvria* sp., *Choffatia* sp., *Hecticoceras* sp., *Pseudopeltoceras* sp., *Peltoceras* sp., *Kosmoceras* gr. *aculeatum* (Callovien supérieur, zone à *Athleta*) ; dans les derniers mètres, *Peltoceratoïdes* sp. et *Quenstedtoceras paucicostatum* (Oxfordien inférieur, zone à *Mariae*, sous-zone à *Scarbursense*).

- 5.a-Calcaires conglomératiques glauconieux renfermant *Pseudaganides aganiticus*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Campylites delemontanus*, *Taramelliceras richei* et *Dichotomoceras* gr. *parandieri* (Oxfordien moyen, zone à *Transversarium*, sous-zone à *Parandieri*).

En résumé, la série présente de nombreuses analogies avec celles de Levens, du Cheiron ou des Baous : (1) représente le Rhétien, (2) pourrait être Bajocien supérieur (fréquence de la glauconie dans une grande partie du bassin à ce moment), (3) est attribué au Bathonien et à la base du Callovien, (4) au Callovien moyen-supérieur et à l'extrême base de l'Oxfordien inférieur, (5) à l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Plicatilis* et base de la zone à *Transversarium* en 5a), (6 à 8) à l'Oxfordien supérieur, au Kimméridgien-Portlandien, et au Berriasien.

Dans la région d'Aspremont, les séries jurassiques des diverses unités structurales ont des épaisseurs et des faciès assez

semblables aux mêmes moments (Fig.151) :

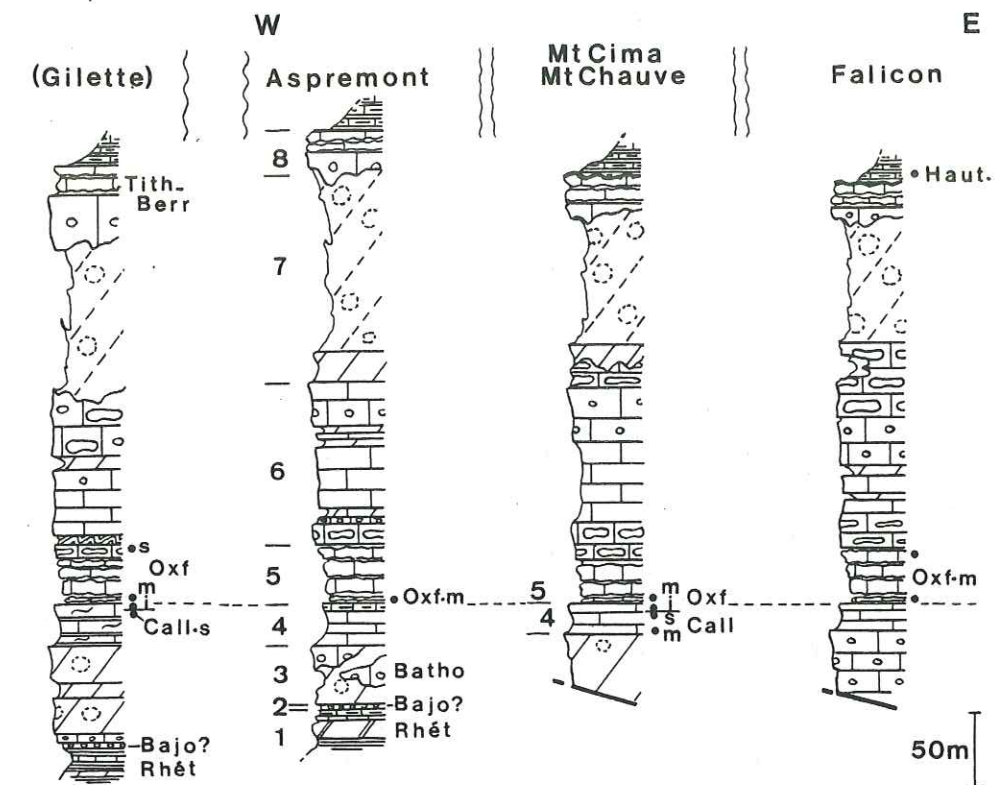


Fig.151 - Les séries jurassiques des unités structurales d'Aspremont ; étroite ressemblance avec la série du Cheiron la plus proche (Gillette).

b) L'unité du Mt-Férion

. Coupe au Mt-Férion (Fig.152-153)

- 1.a-Marnes noires ou verdâtres, renfermant des débris végétaux au sommet.
- b-Dolomies gris-jaunâtre (env. 10 m), en bancs massifs se débitant en parallélépipèdes. Le toit de cette unité est raviné, encroûté d'un matériel ferrugineux enrobant des "galets" ferruginisés (anciennement des oncolithes ?). Dolomicrites à pelletoides ou micrites renfermant quelques grains de quartz.
- c-Dolomies et marnes verdâtres (2 m), emballant des rognons rouge-brique à la base ; le microfaciès est comparable à celui des niveaux sous-jacents.
- 2.a-Calcaires dolomitiques et conglomératiques (quelques dcm) ; les éléments sont dolomitiques, jaunâtres ou noirâtres, dans une matrice micritique contenant des grains de quartz automorphes.
- b-Argilo-calcaires dolomitiques (4 à 5 m).
- c-Calcaires dolomitiques à éléments bréchiques (2 m) disposés suivant la stratification au sommet.
- 3 - Dolomies brunes et calcaires bioclastiques (corniche de 15 m) ; le microfaciès des calcaires est une micrite à trocholines, lituolidés, miliolidés, lenticulines, gas-

tropodes, lamellibranches, entroques, oncoïdes et grains micritiques ; les vides entre les grains sont comblés par un sédiment interne micritique et de la sparite.

- 4 - Calcaires lités gris-beige (talus de 30 m), livrant au sommet *Hecticoceras* sp. ; micrites à microfilaments, débris d'échinodermes, lenticulines, avec des horizons de texture finement granulaire.
- 5.a-Calcaires grumeleux, rognoneux et glauconieux (1 m), livrant au sommet *Arisphinctes plicatilis* et *Phylloceras kudernatchi*. Micrites à protoglobigérines.
- b-Marnes blanchâtres et calcaires rognoneux beiges (5 m) renfermant *Dichotomosphinctes antecedens*, *Taramelliceras bachianum*, *Gregoryceras transversarium*, *Phylloceras* sp. et *Lytoceras* sp. Micrites bioturbées, grumeleuses, à spicules de spongiaires et protoglobigérines.
- c-Calcaires et argilo-calcaires grumeleux (25 m) ayant fourni *Sowerbyceras tortisulcatum*.
- 6 - Calcaires lités beiges (falaise d'env. 100 m), lithographiques, en bancs minces et à chailles à la base, de texture granulaire et plus massifs au sommet.
- 7 - Dolomies brunes (10 m), puis dolomies blanches saccharoïdes (150 m).
- 8 - Calcaires blancs lités (corniche de 20 à 30 m), à marnes vertes, cailloux noirs et intercalations bréchiques (faciès purbeckien) ; *Ampulina leviathan* à la partie supérieure.

. Près de Chateaufort-de-Contes, quelques niveaux présentent des faciès différents :

- 2 - Les calcaires conglomératiques ou bréchiques couronnent des dolomies gris-jaunâtre équivalentes de 1b au Mt-Férion. Les éléments, peu arrondis et dépourvus de grains de quartz, sont de faciès variés (dolomicrites grises uniformes, dolomicrites à laminites ?, dolosparites) ; le liant est une dolomicrite à pelles, épars ou accumulés en poches, et à grains de quartz parfois automorphes.
- 6 - Les calcaires lités renferment plusieurs intercalations de dolomies brunes à grains fins régulièrement stratifiées et plutôt localisées sous les faciès granulaires caractérisant la partie supérieure de la formation. Ces calcaires à grains micritiques contiennent les mêmes éléments qu'à Aspremont (microfilaments, saccocomidés, massifs de spongiaires, oncolithes, glauconie...).
- 7 - Des calcaires à chailles, spongiaires et polypiers (env. 30 m) s'intercalent à la base des dolomies blanches saccharoïdes (100 m).
- 8 - Les dépôts de faciès purbeckien présentent des figures de dissolution karstique, et sont interrompus par une surface d'érosion encroûtée de stromatolithes.

Les séries du Mt-Férion sont donc formées d'unités de faciès très semblables à celles des séries d'Aspremont ; les jalons chronostratigraphiques montrent que ces unités doivent avoir partout le même âge : (1) représenterait le Rhétien, (2) matérialise une discontinuité de dépôt (réduction du Lias et

reprise de sédimentation au Dogger (Bajocien ou Bathonien), (3) est attribué au Bathonien, (4) au Callovien et à la base de l'Oxfordien, (5) à l'Oxfordien moyen (sommet de la zone à *Plicatilis* et base de la zone à *Transversarium*), (6 à 8) au Jurassique terminal et au Berriasien.

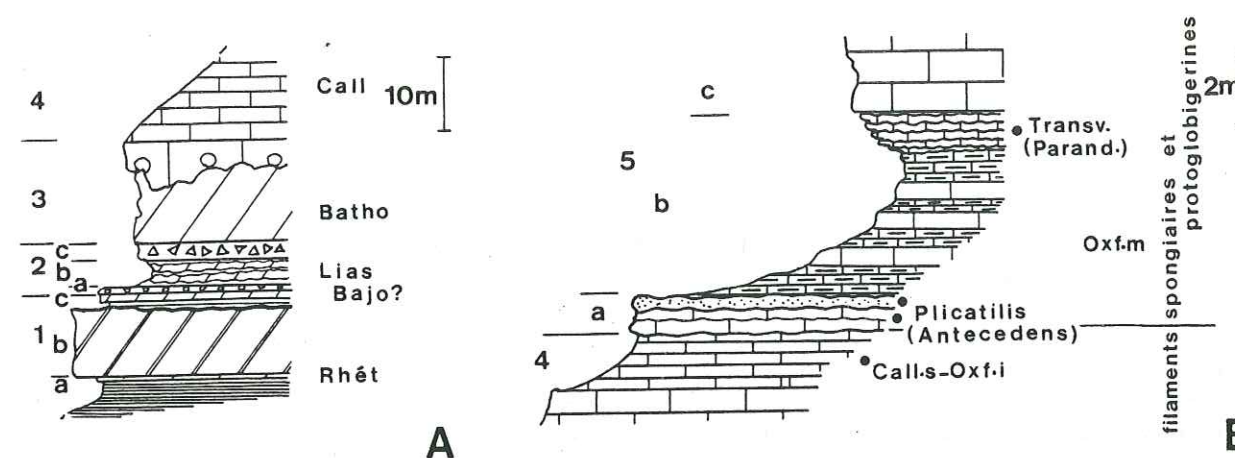


Fig.152 - Réduction des dépôts liasiques (et bajo-ciens ?) au N du Mt-Férion (A) ; réduction des dépôts à l'Oxfordien inférieur et changement de faciès à l'Oxfordien moyen (B).

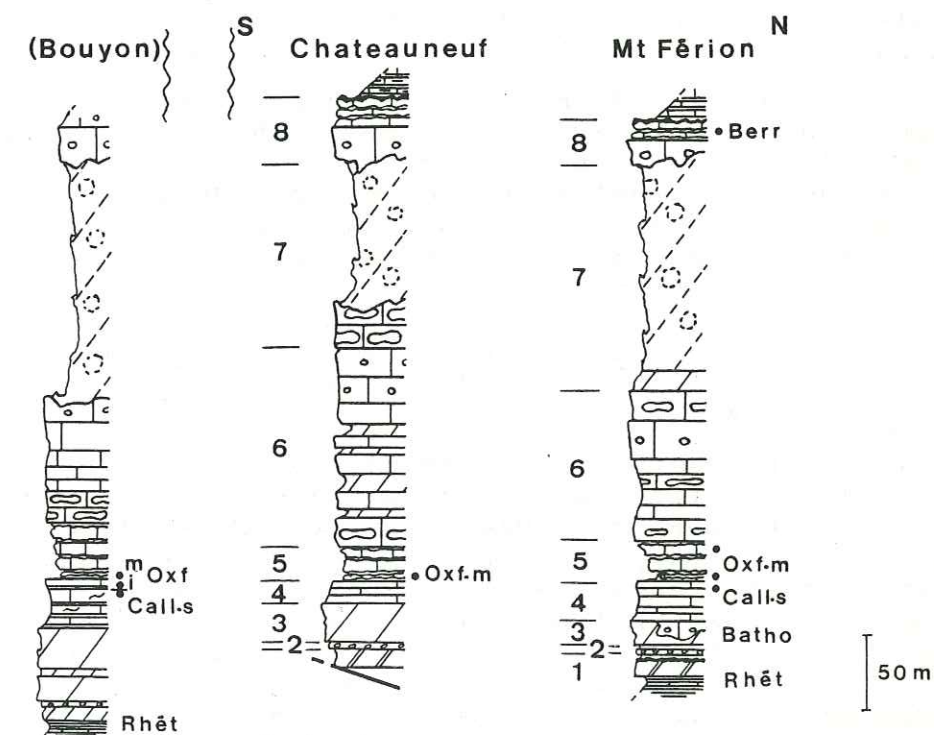


Fig.153 - Les séries jurassiques de l'unité du Férion rappellent celles du Cheiron à Bouyon ou à Gilette.

c) Caractéristiques de la sédimentation jurassique

En bordure occidentale du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes :

- . Absence ou réduction des sédiments liasiques (et bajociens ?).
- . Les sédiments les plus anciens attribuables au Jurassique ont un faciès conglomératique, ils représenteraient le Bajocien supérieur (fréquence de la glauconie) ou le Bathonien (fréquence de l'apport quartzux au Bathonien supérieur dans l'unité des Baous et entre Grasse et Antibes).
- . Réduction des dépôts au Callovien supérieur et surtout à la base de l'Oxfordien (une partie de l'Oxfordien inférieur et moyen ? n'est pas caractérisée).
- . La sédimentation change de faciès à l'Oxfordien moyen.
- . La subsidence est importante au Jurassique supérieur.
- . Des dépôts de faciès purbeckien s'élaborent au Jurassique terminal et à la base du Crétacé.
- . La dolomitisation affecte essentiellement les formations bathoniennes et celles du Kimméridgien-Portlandien (dolomies blanches saccharoïdes très massives) ; les niveaux magnésiens interstratifiés sont peu fréquents (dolomies brunes à grains fins plutôt rares au Callovien et à l'Oxfordien).
- . Le milieu de sédimentation est marin, peu ouvert et peu profond au Bathonien et au Kimméridgien-Portlandien, franchement ouvert et plus profond au Callovien et à l'Oxfordien.
- . La région d'Aspremont et du Mt-Férion se comporte comme une zone haute (du Rhétien au Bathonien), comme une aire au substratum peu affaissé (du Callovien supérieur à l'Oxfordien basal), ou très affaissé (de l'Oxfordien moyen au Jurassique terminal).

Tous ces éléments apparentent étroitement les séries d'Aspremont et du Mt-Férion à celles du Cheiron, ces diverses séries s'élaborant dans des domaines de sédimentation aux caractéristiques comparables. La bordure occidentale de l'arc de Nice pourrait donc appartenir au prolongement oriental du plateau sous-marin du Cheiron et des Baous.

d) Reconstitution du bassin jurassique et esquisse des déplacements postérieurs en bordure W du synclinal de Contes et de Berre-les-Alpes

- . Il n'y a pas actuellement de décalage important vers le N ou vers le S, entre les faciès du plateau du Cheiron et ceux de son prolongement possible en bordure W de l'arc de Nice.
- . Un important rapprochement E-W des deux parties du plateau pourrait être envisagé. Il est attesté par la torsion des chaînons du Mt-Vial et d'Utelle orientés presque N-S et "coincés" entre les deux parties du plateau ; près de la Roquette-s-Var, la juxtaposition ou la superposition de séries type arc de Nice et de séries type Mt-Vial ou Mt-Arpasse, sont également en faveur d'un tel rapprochement. Pour rétablir la paléogéographie jurassique, il serait donc nécessaire d'"écarter" de plusieurs km les deux parties du plateau de part et d'autre de la vallée du Var, l'essentiel du déplacement affectant la partie arc de Nice.
- . Les faciès d'Aspremont (unité structurale la plus externe de

la bordure W de l'arc de Nice) présentent des affinités plus nettes avec les faciès de la partie N du Cheiron qu'avec ceux des Baous pourtant plus proches.

En face des unités d'Aspremont, entre Carros et St-Jeannet (Baous), l'évolution de la sédimentation jurassique est en effet différente : au Bathonien par la présence d'une zone de flexuration à Vence séparant le bassin d'Antibes au S du plateau des Baous au N ; au Jurassique supérieur par le développement important des dolomies brunes interstratifiées. Il s'agit donc bien à Aspremont d'un domaine de sédimentation distinct de celui des Baous. Les séries de la bordure W de l'arc de Nice devaient occuper au Jurassique une position plus septentrionale qu'on peut situer au même niveau que le Cheiron. Cette position serait rétablie en faisant pivoter les unités d'Aspremont de l'W vers le N. Cela demeure une hypothèse car le rapprochement N-S évoqué plus haut pourrait être en partie responsable de la différence de faciès entre les séries d'Aspremont et celles des Baous.

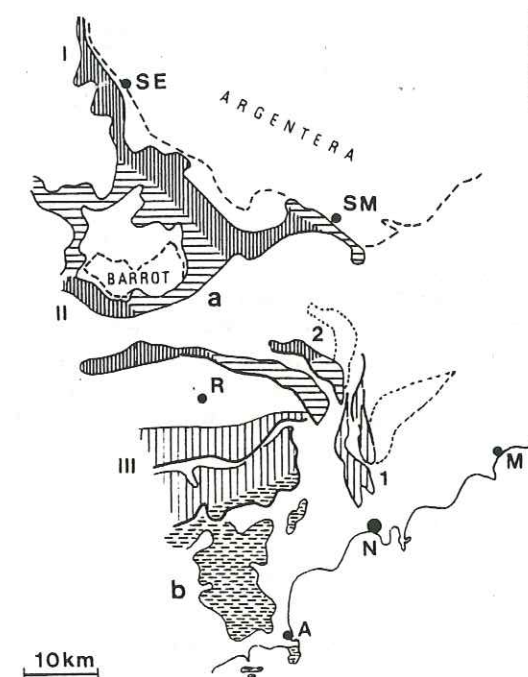


Fig.154 - La position actuelle des faciès en bordure W du synclinal de Contes s'intègre mal dans le dispositif sédimentaire jurassique. - Zones hautes : I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis, III Plateau du Cheiron-Baous - Zones subsidentes : a Bassin du Barrot, b Bassin d'Antibes - 1 Chaînon d'Aspremont et du Férrion, 2 Chaînon d'Utelle (en pointillé, position proposée) - A Antibes, M Menton, N Nice, R Roquestéron, SE St-Etienne-de-Tinée, SM St-Martin-Vésubie.

- . Rétablies dans une position septentrionale, les diverses unités (crête de Craus, Mt-Chauve d'Aspremont et Mt-Cima, Falicon et Mt-Férion) sont alors orientées sensiblement E-W. Les variations de faciès de l'unité la plus externe (crête de Craus) à

l'unité la plus interne (Mt-Férion), indiquent une ouverture sur un large situé à Falicon, c'est-à-dire au S : au Bathonien et au Kimméridgien-Portlandien, les dépôts sont nettement plus calcaires à Falicon (calcaires bioclastiques et calcaires à chailles). L'ouverture vers le S à ces époques n'est pas conforme à la polarité du dispositif sédimentaire, et la série de Falicon devrait être placée dans la position la plus externe ; elle se trouverait alors à proximité du Castellar de Levens dont la succession est assez comparable (Fig.155).

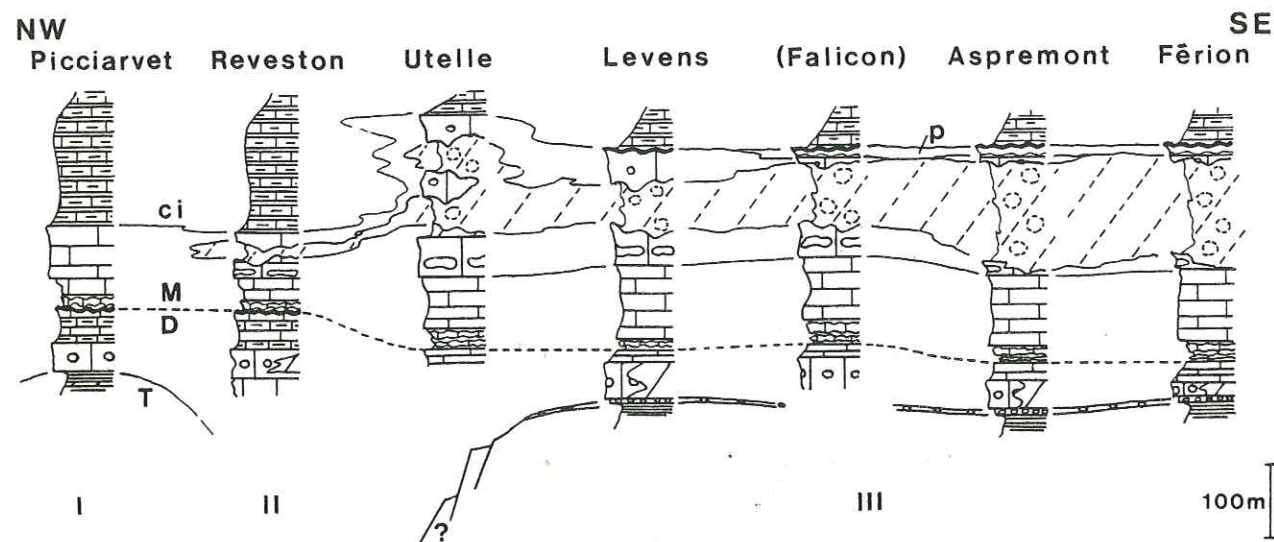


Fig.155 - Coupe du bassin jurassique, reconstitué entre la zone haute du Picciarvet et le plateau du Férion après déplacements des différentes unités structurales actuelles - I Prolongement de la structure de la Tinée, II Bordure du bassin du Barrot, III Prolongement oriental du plateau du Cheiron.

2) SERIES JURASSIQUES DE LA BORDURE SUD DU SYNCLINAL (Fig.156)

a) Les unités jurassiques comprises entre Peillon et Monaco ("chevauchements de type alpin normal" d'après J. VERNET 1968)

. Coupe de la Turbie (unité du Mt-Camps de l'Allé et de la cime de Fourne) (Fig.157)

- 1 - Marnes beiges ou verdâtres renfermant des bancs de dolomies gris-jaunâtre à laminites, se débitant en parallélipipèdes. Dolomicrites azoïques à rares grains de quartz, à texture boueuse uniforme ou finement laminée (litage parfois oblique).
- 2 - Calcaires dolomitiques et conglomératiques en bancs massifs et dolomies (6 à 8 m). A la base, les éléments sont de taille importante et de nature variée (dolomicrites uniformes ou à pelleteïdes, dolosparites à grains micritiques) dans une matrice boueuse, azoïque et renfermant des grains de quartz.

Au sommet, dolosparites à grains de quartz, cimentant des éléments calibrés et roulés (lamellibranches, échinodermes, extraclastes de nature variée) et des foraminifères (nautiloculines, trocholines, lituolidés).

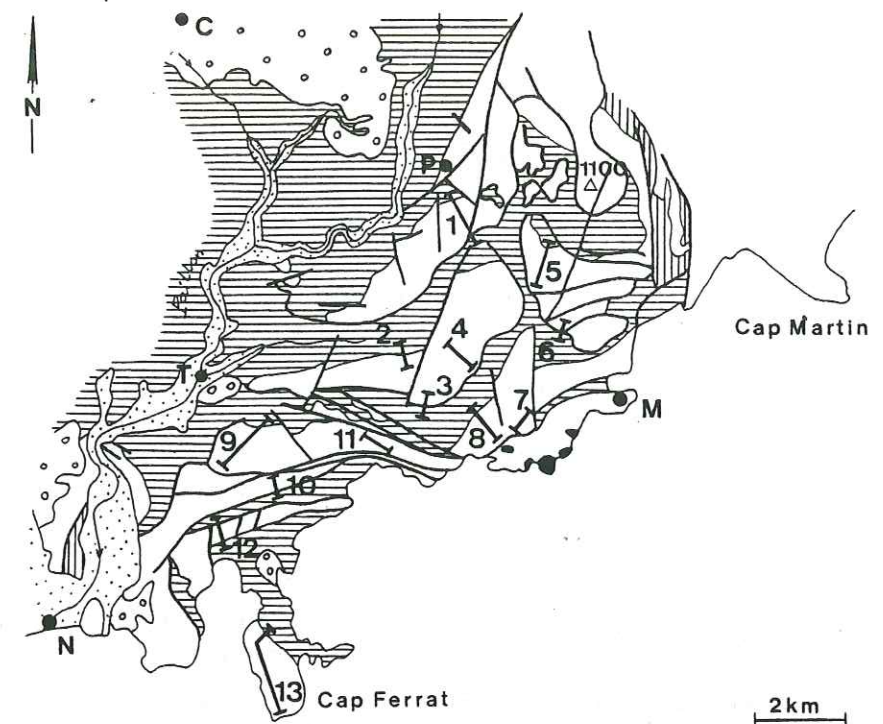


Fig.156 - Situation géologique (d'après la carte Nice 1/80000) et localisation des profils en bordure S du synclinal de Contes ("Chevauchements de type alpin normal" : 1 Peillon, 2 à 4 La Turbie, 5 Col de Guerre, 6 Mt-Justicier, 7-8 Tête de Chien. "Ecaïlles méridionales et unité du Mt-Fourche", 9 Mt-Fourche, 10 Mt-Leuze, 11 Eze, 12 Villefranche, 13 Cap Ferrat) C Contes, M Monaco, N Nice, P Peillon, T La Trinité.

- 3 - Dolomies brunes, granulaires ou à grains fins (25 m ?), se terminant par des calcaires micritiques à entroques, polypiers, oncoïdes, lamellibranches, serpulidés, spongiaires et foraminifères (lenticulines, trocholines, miliolidés et agglutinants).
- 4 - Calcaires à chailles et calcaires lités beiges (30 m ?); micrite à microfilaments, fins débris d'échinodermes et nodosariidés.
- 5.a-Calcaires micritiques et glauconieux (0,2 m), à protoglobigérines ; *Lytoceras* sp., *Cardioceras* sp., *Pelto-ceratoïdes* sp., *Arisphinctes* sp., *Lissoceratoïdes erato*, *Holcophylloceras mediterraneum* et *Sowerbyceras tortisulcatum*.

b-Calcaires conglomératiques (0,30 m), ferrugineux et glauconieux se débitant en rognons et livrant des ammonites roulées (*Trimarginites arolicus*, *Alligaticeras birmensdorfensis*, *Sowerbyceras tortisulcatum* et *Dichotomosphinctes* sp.) ; le liant est une sparite et une micrite glauconieuse, riche en grains micritiques, lamellibranches, échinodermes, miliolidés, lituolidés, textularidés ; les éléments sont micritiques et renferment des ammonites, spongiaires et protoglobigérines. Le contact entre le liant et les éléments est ferruginisé.

c-Calcaires à grains fins et argilo-calcaires grumeleux et dolomitiques (8 à 10 m env.), à spicules de spongiaires et protoglobigérines, livrant *Holcophylloceras mediterraneum*, *Sowerbyceras tortisulcatum* et *Lytoceras* sp.

6 - Calcaires lités à grains fins (100 m), avec des dolomies brunes à grains fins interstratifiées à divers niveaux. A la base, les accidents siliceux sont fréquents et des horizons de texture granulaire s'intercalent dans des micrites uniformes pratiquement azoïques. A la partie supérieure, calcaires micritiques de texture granulaire, à grains micritiques, bioclastes variés, microfiliaments et saccocomidés ; quelques périssphinctidés indéterminables.

7 - Calcaires bioclastiques à chailles (30 m), puis dolomies blanches saccharoïdes (50 à 100 m ?).

8.a-Calcaires blancs (corniche de 15 à 20 m). *Cayeuxia* sp., *Bacinella* sp., *Thaumatoporella* sp., oncolithes, spongiaires et polypiers dans une micrite présentant des cavités remplies de sparite et des figures de cimentation précoce (ciment agglutinant).

b-Calcaires lités blancs, à passées de marnes vertes emballant des rognons de calcaires blancs ou gris-fumé (20 m). Horizon à gros lamellibranches, laminites, figures de dissolution karstique. Le toit de la formation est encroûtée d'un matériel ferrugineux.

Dans les coupes voisines, quelques éléments permettent de préciser l'âge de certains niveaux :

- Au Mt-Justicier :

- . Le sommet de (4) a livré *Hecticoceras* sp.
- . (5a et 5b) renferment *Arisphinctes* sp., *Taramelliceras* cf. *richei*, *Cardioceras densecostatum*, *Trimarginites arolicus*, *Holcophylloceras mediterraneum* et *Sowerbyceras tortisulcatum*.

- Au col de Guerre

- . Les calcaires à filaments (4) contiennent des crinoïdes
- . (5a et 5b) fossilisent des dépressions qui pourraient correspondre à des ravinements (ou des dissolutions karstiques ?) et ont fourni *Paranoceras* cf. *truncatus*, *Peltoceratoïdes* cf. *willamsoni*, *Arisphinctes* sp.
- . La base des calcaires à chailles (7) a livré *Hybonotoceras* cf. *beckeri* Neumayr et H. (*Hybonotella* sp.)*.

La succession stratigraphique des séries de la Turbie peut être ainsi résumée, complétée par les corrélations de faciès

* (détermination R. ENAY)

avec les coupes d'Aspremont pour les niveaux non datés : (1) est attribué au Rhétien, (2) représente le Lias (et le Bajocien) et la reprise de sédimentation au Dogger, (3) serait bathonien, (4) Callovien et Oxfordien basal, (5) est daté de l'Oxfordien (mélange des zones à *Cordatum*, *Plicatilis* et *Transversarium* en 5a et 5b), (6) est attribué à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, (7 et 8) au Portlandien-Berriasien.

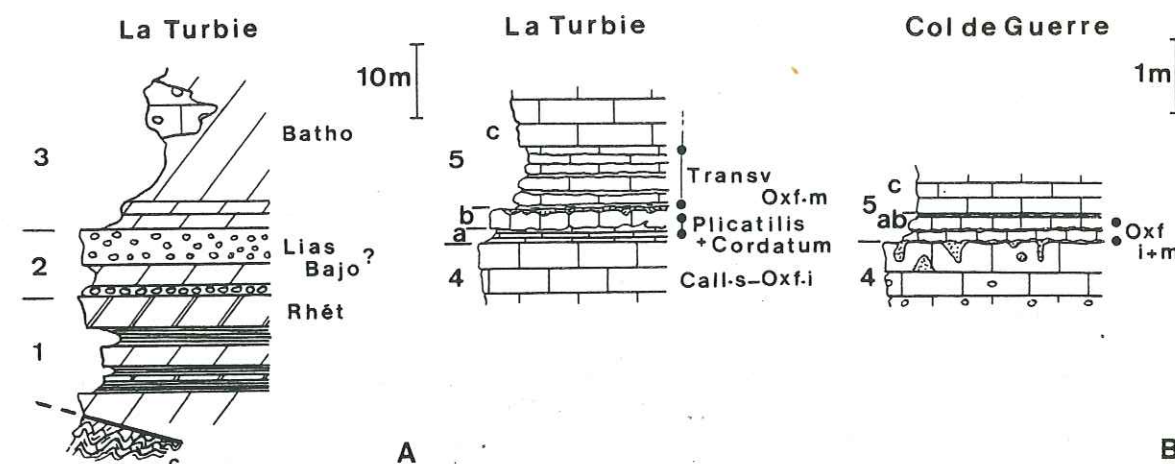


Fig.157 - A Réduction des dépôts liasiques (et bajociens), B Sédimentation réduite entre le Callovien et l'Oxfordien moyen, dans les unités de la Turbie.

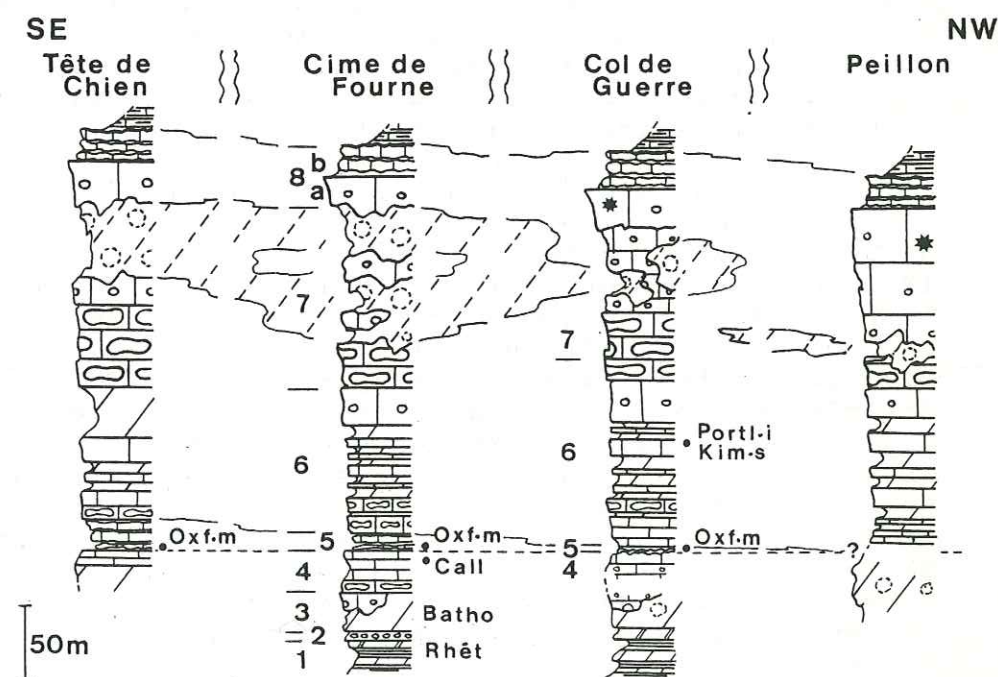


Fig.158 - Reconstitution des séries jurassiques entre la bordure méridionale du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes (au NW), et Monaco (au SE).

- Caractéristiques de la sédimentation jurassique :

- . Réduction des sédiments liasiques (et bajociens ?)
- . Les plus anciens dépôts attribuables au Jurassique sont des conglomérats situés à la base de formations vraisemblablement bathoniennes.
- . Réduction des dépôts entre Callovien et Oxfordien moyen.
- . Développement des dolomies brunes interstratifiées à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien.
- . Développement des dolomies blanches et élaboration de dépôts de faciès purbeckien au Jurassique terminal.
- . Milieu de sédimentation assez peu ouvert, sauf à l'Oxfordien moyen (protoglobigérines, ammonites) et à la base du Portlandien (filaments, saccocomidés, ammonites).
- . Subsidence faible jusqu'à l'Oxfordien moyen, importante ensuite.

Les séries jurassiques de la Turbie présentent donc des analogies avec celles du plateau du Cheiron et des Baous. Elles diffèrent des séries du Cheiron par une réduction et une dolomitisation importantes au Callovien et par l'absence ou la réduction des argilo-calcaires très fossilifères de l'Oxfordien moyen. Elles offrent une ressemblance plus étroite avec les séries de la bordure méridionale des Baous et elles ont pu s'élaborer dans un domaine occupant une position assez comparable dans le dispositif sédimentaire jurassique. L'évolution des faciès, du NW vers le SE, confirme en partie seulement cette ressemblance.

- Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements entre Peillon et Monaco

- . L'évolution des faciès ne peut être reconstituée avec précision avant l'Oxfordien moyen, les coupes étant trop incomplètes. Cependant, les séries sont dans l'ensemble plus dolomitiques en direction de Peillon (au NW), où les sédiments calloviens (calcaires à filaments 4) ne peuvent être reconnus avec certitude. Suivant ce schéma, l'ouverture vers le large se situerait au S.
- . A l'Oxfordien moyen, les dépôts sont nettement plus fossilifères, plus calcaires ou argilo-calcaires vers le S où ils succèdent sans discontinuité apparente aux calcaires du Dogger. Vers le NW, les sédiments sont dolomitiques (Peillon), ou recouvrent une surface érodée (col de Guerre). Le large serait toujours situé au S à ce moment.
- . De l'Oxfordien supérieur (?) au Kimméridgien, la sédimentation est partout caractérisée par des calcaires fins et des dolomies brunes interstratifiées. Aucune différenciation particulière ne peut être reconnue dans cette partie du bassin, située à proximité d'estrans à sédimentation magnésienne.
- . Au Jurassique terminal, les dolomies blanches saccharoïdes se développent progressivement vers le SE (Tête de Chien), bordées au NW (Peillon) par des calcaires de faciès périrécifal. Le large paraît cette fois situé plutôt au N, ce qui est en accord avec la présence de céphalopodes au col de Guerre.

Les séries jurassiques des différentes unités structurales de la Turbie appartiennent au même domaine de sédimentation, les changements de faciès s'effectuant progressivement d'une unité à l'autre. Il n'y a donc pas de rapprochement important

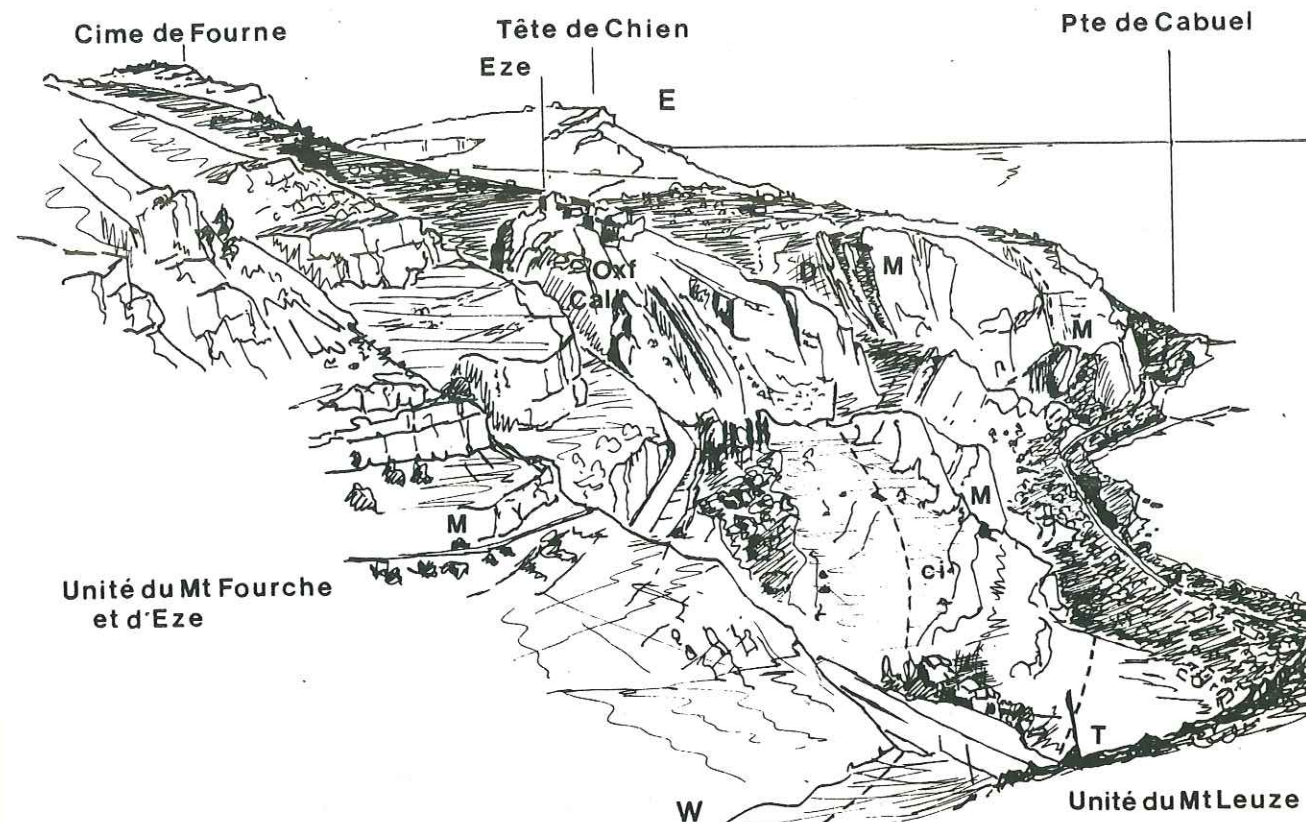
entre des aires de dépôt éloignées au Jurassique, mais un morcellement et un raccourcissement du même domaine de sédimentation. L'ouverture vers le S jusqu'à l'Oxfordien s'intègre mal au dispositif sédimentaire régional où le large est plutôt situé au N ; en revanche, le développement des dolomies blanches vers le S est conforme à ce qu'on observe ailleurs. Les affinités entre les séries des Baous et celles de la Turbie ne sont donc pas aussi claires que l'évolution générale de la sédimentation pouvait le laisser supposer.

b) Les unités jurassiques comprises entre la Trinité et le cap Ferrat ("Ecailles méridionales et unité du Mt-Fourche" d'après J. VERNET 1968)

- . Coupe du Mt-Leuze (la série est déversée vers le S) (Fig.160)
 - 1 - Marnes et dolomies jaunâtres en gros bancs se débitant en parallélipèdes et aux toits fréquemment ferrugineux. Dolomicrites uniformes, pyriteuses, dépourvues de restes biologiques.
 - 2.a-Calcaires gris-roux, dolomitiques et conglomératiques (0,2 m). Dolomicrites et dolosparites renfermant des entroques, gastropodes, brachiopodes, lamellibranches, des extraclastes de nature variée (micrites uniformes, dolomicrites à pelleteïdes, micrites ferrugineuses), de la glauconie et des grains de quartz anguleux de petite taille parfois accumulés en poches.
 - b-Calcaires rognoneux beiges (1,5 m), micritiques et azoïques.
 - 3 - Dolomies brunes massives et calcaires bioclastiques beige clair (barre de 40 m). Micrites à oncoïdes, gastropodes, entroques, brachiopodes, lamellibranches, serpulidés, lenticulines, trocholines, miliolidés et agglutinants.
 - 4.a-Dolomies brunes et calcaires lités beiges (25 m) ; micrites à microfilaments, débris d'échinodermes et glauconie. Au sommet, entroques de grande taille, bélemnites et brachiopodes ; le dernier banc renferme des spongiaires et son toit est perforé et encroûté d'un matériel ferrugineux.
 - b-Calcaires lités beiges (2 m), en bancs massifs présentant des poches de calcite ou de glauconie, séparés par des interbancs de calcaires dolomitiques et glauconieux.
 - 5.a-Croûte stromatolithique et béton calcaire et ferrugineux à ammonites (0 à 0,2 m), remplissant des dépressions. *Taramelliceras dentecostatum*, *Peltoceratoïdes constantii*, *Dichotomoceras* sp., *Trimarginites* sp. L'encroûtement algaire, en partie ferruginisé suivant les laminations, piège des pellets et de la glauconie, présente des figures de rétraction (?).
 - b-Marnes blanchâtres et calcaires rognoneux beiges (0,5m) ; micrites grumeleuses à spongiaires en petits massifs et protoglobigérines.

- c-Calcaires grumeleux beiges et calcaires argilo-dolomitiques ocres (10 à 20 m).
- 6 - Calcaires lités à grains fins (100 à 140 m), présentant des chailles près de la base, des intercalations de dolomies brunes à grains fins, et des calcaires bioclastiques à la partie supérieure.
- 7 - Calcaires bioclastiques à chailles et dolomies blanches
- 8 - Calcaires blancs et calcaires de faciès purbeckien.
- La série du Mt-Leuze présente donc les mêmes unités qu'à la Turbie, mais se singularise par des faciès particuliers entre Callovien (4) et Oxfordien moyen (5) : la présence de stromatolithes déformés pourrait indiquer un milieu de dépôt temporairement émergé (domaine inter à supratidal).
- Coupes du Mt-Fourche et d'Eze (unité structurale au N du Mt-Leuze)
- La série d'Eze (Fig.160)
- 3 - Dolomies massives (Bathonien-Callovien ?)
- 4 - Calcaires lités à filaments (20 m) (Callovien et base de l'Oxfordien inférieur ?).
- 5.a-Calcaires argileux jaunâtres (0,1 m).
- b-Calcaires conglomératiques (0,3 m), glauconieux et ferrugineux livrant *Pseudaganides aganiticus*, *Taramelliceras* cf. *richei*, *Euaspidoceras perarmatum*, *Trimarginites arolicus*, *Perisphinctes* gr. *Dichotomosphinctes antecessens* et *Ochetoceras* sp. (Oxfordien moyen, sommet de la zone à Plicatilis et base de la zone à Transversarium). Micrites et sparites liant des grains micritiques ou glauconieux calibrés, des débris de lamellibranches, échinodermes, *Thaumatoporella* sp., des foraminifères (miliolidés, agglutinants et rares nodosariidés) et des lithoclastes de grande taille (micrites à spongiaires et protoglobigérines, dépourvues de glauconie).
- c-Calcaires et calcaires argileux (15 à 20 m).
- 6 - Calcaires lités à grains fins et dolomies brunes interstratifiées (130 m), avec des chailles à la partie inférieure (Oxfordien supérieur-Kimméridgien).
- 7 - Calcaires bioclastiques à chailles (20 à 30 m), puis dolomies blanches saccharoïdes (120 m) (Jurassique terminal).
- 8.a-Calcaires blancs massifs (corniche de 20 m).
- b-Calcaires lités blancs de faciès purbeckien.

Fig.159 - Morphologie jurassique au front méridional de l'arc de Nice



La série du Mt-Fourche (Fig.160)

Sur des marnes, calcaires dolomitiques se débitant en parallélipipèdes (Rhétien ?), des dolomies brunes (barre de 30 m env.) représenteraient le Bathonien.

4 et 5 (formations calloviennes et oxfordiennes) n'offrent pas de bonnes coupes, 6 (Oxfordien supérieur-Kimméridgien) est plus dolomitique qu'à Eze et renferme un horizon glauconieux au sommet.

Les dolomies blanches portlandiennes (7) sont datées du Berriasien supérieur au sommet (présence de *Keramosphaera allobrogensis*).

Les séries jurassiques de l'unité du Mt-Fourche et d'Eze sont semblables à celle de la Turbie (Mt-Camps de l'Allé et cime de Fourne) ; en particulier pour les niveaux attribués à l'Oxfordien moyen ; elles se rattachent donc à ce domaine de dépôt au Jurassique.

Coupes de Villefranche et du cap Ferrat (unités structurales au S du Mt-Leuze)

D'après B. GEZE (1962), la région de Villefranche et le cap Ferrat peuvent être considérés comme un autochtone pour l'arc de Nice : l'ampleur des déplacements décroît du N vers le S de l'arc pour s'annuler au N de Villefranche où les plis sont serrés et subverticaux, le cap étant peu tectonisé.

D'après J. VERNET (1968), l'aspect tabulaire du cap Ferrat "peut traduire seulement une résistance locale de l'empilement de couverture antérieurement écaillée à la progression régulière de l'écaillage alpin" ; la région du cap ne

serait qu'une unité supplémentaire et pas nécessairement la plus méridionale.

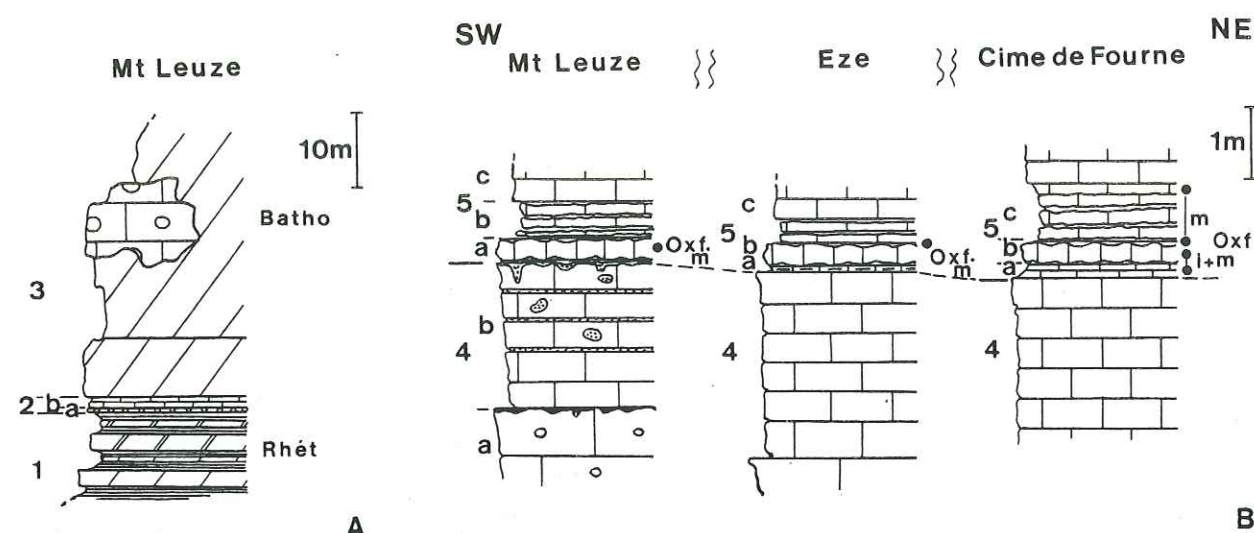


Fig.160 - A Réduction des dépôts liasiques (et bajociens ?) au Mt-Leuze ; B Discontinuité de sédimentation entre Callovien (?) et Oxfordien moyen au Mt-Leuze, réduction des dépôts au même moment à Eze (comparaison avec les niveaux équivalents à la cime de Fourne)

La série de Villefranche : (Fig.161)

(1 et 2) présentent la même succession qu'au Mt-Leuze, (3) débute par des calcaires bioclastiques à petits polypiers, (4 et 5) sont entièrement dolomitiques, les dolomies brunes interstratifiées sont fréquentes dans (6), les calcaires à chailles de la base de (7) sont dolomitiques. Les dolomies, nettement plus développées qu'au Mt-Leuze, envahissent la série au cap Ferrat.

La série du cap Ferrat (Fig.161-162)

3.a-Dolomies blanches saccharoïdes et calcaires blancs, à polypiers de grande taille (affleurant à l'extrémité du cap).

b-Dolomies brunes en bancs massifs (env. 30 à 40 m).

4 - Dolomies litées et calcaires dolomitiques bruns (15 à 20 m). Le dernier banc présente des poches remplies d'un matériel dolomitique et glauconieux, son toit est ondulé et perforé.

5.a-Dolomies rognoneuses et marnes dolomitiques beiges (0,2 m), remplissant les dépressions du banc sous-jacent. Glauconie et empreintes de bélemnites.

b-Dolomies rognoneuses (0,3 m), brunes, verdâtres ou violacées, débutant par un horizon très riche en glauconie. Rares empreintes d'ammonites (périsphinctidés).

c-Dolomies brunes (1,5 m), en bancs peu épais et plus ou moins rognoneux, séparés par de minces interbancs argilo-dolomitiques rouge-brique ou jaunâtre. Quelques empreintes de bélemnites.

6.a-Dolomies brunes litées (estimées à 100 m), à grains plutôt fins.

b-Calcaires bioclastiques bruns à polypiers et dolomies (corniche de 30 à 40 m).

7 - Dolomies brunes ou beiges, renfermant des chailles (50 à 80 m ?), puis dolomies blanches saccharoïdes (estimées à 50 m ?).

8 - Calcaires blancs lités de faciès purbeckien (30 m ?).

Les dolomies blanches (3a) sont rattachées au Dogger sur les cartes géologiques (1/50000 et 1/80000) ; ce faciès, inhabituel à cette époque, aussi bien dans l'arc de Nice que dans l'arc de Castellane et l'autochtone d'Antibes, s'apparenterait plutôt aux horizons supérieurs de la série (Portlandien-Berriasien) ; (3b et 4) représenteraient le Bathonien-Callovien, (5) vraisemblablement l'Oxfordien moyen, (6) l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, (7 et 8) le Portlandien-Berriasien. Mise à part une importante dolomitisation, la série jurassique du cap Ferrat présente de nombreuses analogies avec celle du Mt-Leuze, en particulier pour les niveaux attribuables à l'Oxfordien moyen (5).

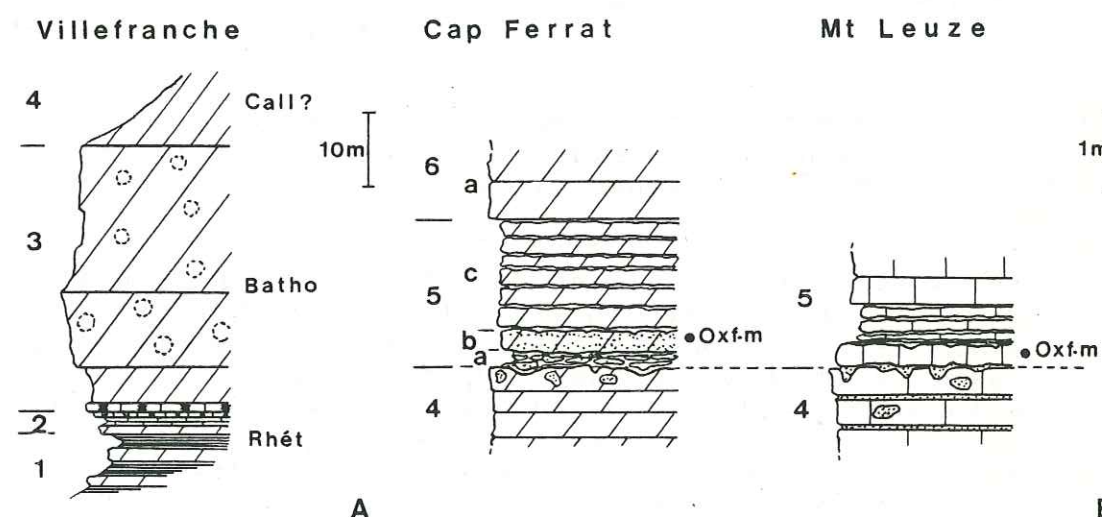


Fig.161 - A Réduction des dépôts liasiques (et bajociens ?) à Villefranche ; B Discontinuité de sédimentation entre Callovien (?) et Oxfordien moyen au cap Ferrat (comparaison avec les niveaux équivalents du Mt-Leuze)

- Caractéristiques de la sédimentation jurassique

- Réduction des dépôts liasiques (et bajociens ?)
- Les sédiments les plus anciens attribuables au Jurassique seraient d'âge Bathonien.
- Réduction et discontinuité de dépôts entre le Callovien et l'Oxfordien moyen (à l'Oxfordien inférieur ?).
- Indices de très faible profondeur à l'Oxfordien moyen.
- Développement des dolomies brunes interstratifiées et des dolomies saccharoïdes au Jurassique supérieur.

- . Elaboration de faciès purbeckiens au Portlandien-Berriasien.
- . Milieux de dépôts dans l'ensemble peu ouverts.
- . Affaissement du substratum nul ou faible jusqu'au Bathonien, modéré jusqu'à l'Oxfordien moyen, fort au Jurassique terminal.

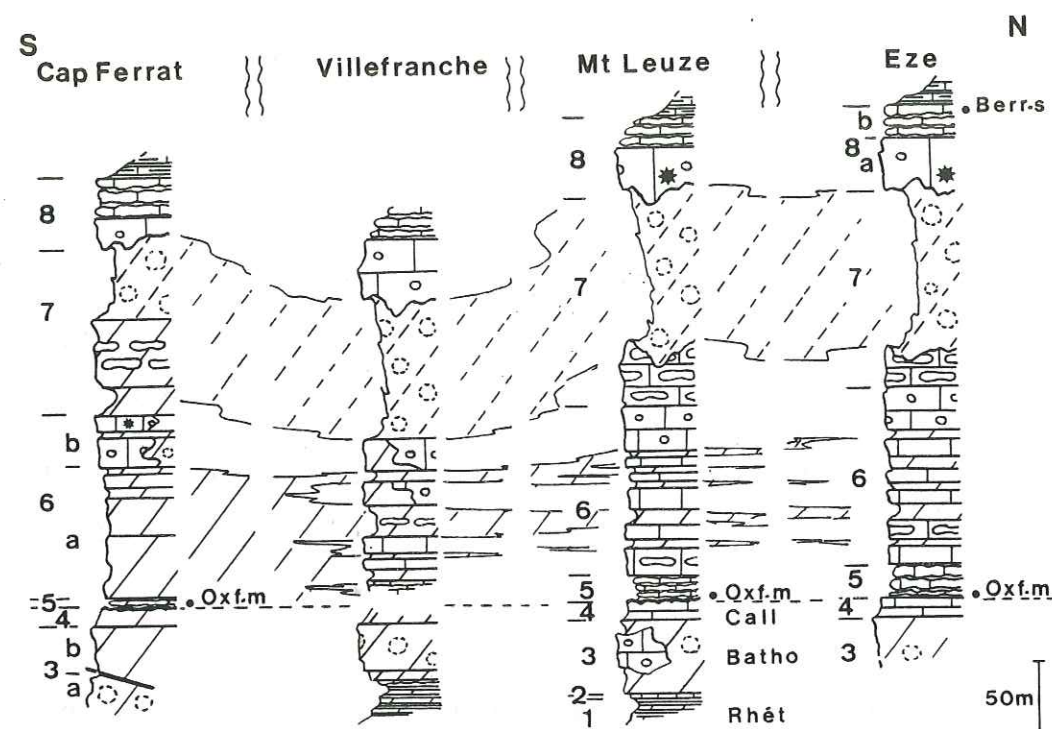


Fig.162 - Reconstitution des séries jurassiques entre la bordure méridionale du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes (au N) et le cap Ferrat (au S).

Les séries du Mt-Leuze et de Villefranche présentent donc des analogies étroites avec celles de la bordure S du plateau des Baous. La série du cap Ferrat rappelle celle du bassin d'Antibes (surfaces rubéfiées au sein des dolomies oxfordiennes, développement des dolomies du Bathonien au Berriasien) ; elle en diffère par l'absence de dépôts argileux au Bathonien, par la présence d'ammonites à l'Oxfordien et de dolomies blanches saccharoïdes au Jurassique terminal. Les séries d'Eze et du Mt-Fourche sont semblables aux séries de la Turbie.

- Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements entre la Trinité et le cap Ferrat
 - . Durant tout le Jurassique, la distribution des faciès traduit une polarité S-N avec des milieux ouverts au N (calcaires à polypiers, entroques et microfilaments au Bathonien-Callovien, argilo-calcaires à ammonites à l'Oxfordien). Des milieux confinés au S, les dolomies se développent progressivement à toutes les époques, pour envahir la série au cap Ferrat.
 - . Le domaine de sédimentation jurassique situé au S du Mt-Leuze est donc proche d'une aire de dépôt occupée en per-

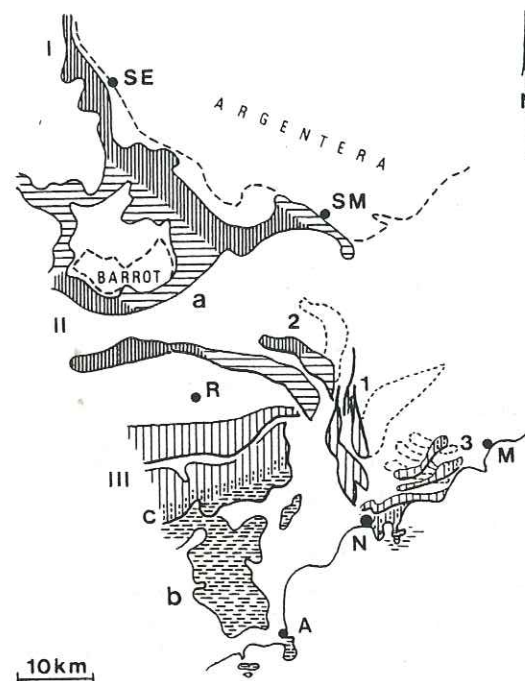
manence par des milieux confinés ; cette position de bordure est particulièrement nette entre Callovien et l'Oxfordien moyen, se traduisant par une discontinuité des dépôts liée à une profondeur peu importante (dissolution, érosion, encroûtements stromatolithiques). Le dispositif sédimentaire est donc assez semblable à celui qui est réalisé entre la bordure S du plateau des Baous et la bordure N du bassin d'Antibes.

c) Reconstitution du bassin jurassique et esquisse des déplacements postérieurs en bordure S du synclinal de Contes et de Berre-les-Alpes

- . Entre Nice et Monaco, deux aires de dépôt avec des polarités différentes ont été reconnues d'après la disposition actuelle des affleurements :
 - L'ouverture sur le large est au S jusqu'à l'Oxfordien moyen, dans les unités de la Turbie.
 - L'ouverture sur le large est au N au même moment dans les unités de Villefranche.
 Cette disposition évoque un "bras de mer" (actuellement allongé E-W, au front méridional de l'arc de Nice).
- . Au S, ce "bras de mer" serait bordé par un prolongement du bassin d'Antibes au cap Ferrat : dans ces deux aires à sédimentation dolomitique, la polarité est S-N et le développement de faciès calcaires aux mêmes époques (en particulier sur leur bordure N) permet de supposer qu'il s'agit bien d'un même domaine de dépôt. Dans cette hypothèse, les écaillés de Villefranche et le cap Ferrat seraient modérément déplacés, le bassin d'Antibes et son prolongement oriental étant peu décalés vers le N ou vers le S.
- . Au N, le "bras de mer" serait bordé par une aire de dépôt pouvant représenter le prolongement du plateau sous-marin des Baous. Le développement des calcaires calloviens et l'épaississement des argilo-calcaires oxfordiens vers le S s'effectuent suivant une polarité N-S que l'on n'observe pas dans les Baous et qui s'expliquerait par un déplacement des unités de la Turbie postérieurement au Jurassique. Pour rétablir un dispositif plus conforme au schéma général, le développement de ces faciès devrait s'effectuer vers le N ou vers l'W avec une polarité S-N.
- . En résumé, le "bras de mer" E-W, entre Nice et Monaco, n'existait sans doute pas au Jurassique ; il résulterait de la "fermeture" d'un golfe jurassique ouvert vers le N ou l'W, par rapprochement des bordures. Les unités actuellement les plus méridionales (Tête de Chien, Eze, cime de Fourne) ont donc été très déplacées et devraient être pivotées vers le N pour rétablir le dispositif jurassique.

Fig.163 - La plupart des faciès de la bordure S du synclinal de Contes occupent actuellement une position qui ne s'intègre pas dans le dispositif sédimentaire jurassique

Zones hautes : I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis, III Plateau du Cheiron et des Baous et sa flexure méridionale (c)
Zones subsidentes : a Bassin du Barrot, b Bassin d'Antibes.
1 Chaînon d'Aspremont et du Férion
2 Chaînon d'Utelle - 3 Chaînon d'Eze et de la Turbie (en pointillé position proposée au Jurassique).
(A Antibes, M Menton, N Nice, R Roquestéron, SE St-Etienne-de-Tinée, SM St-Martin-Vésubie)



Suivant ce schéma, le bassin jurassique au S de l'arc de Nice se présenterait ainsi :

- Prolongement du bassin d'Antibes (bassin du Cap Ferrat aux dépôts dolomitiques durant pratiquement tout le Jurassique)
- Bordure N du bassin du Cap Ferrat (entre le Mt-Leuze et le col de Guerre), jalonnée de discontinuités, d'émersions temporaires et de changements de faciès.
- Prolongement du plateau des Baous avec un large situé vers l'W ou le NW jusqu'à l'Oxfordien, vers l'E (séries de Peillon) et le N (séries d'Aspremont et du Férion) au Jurassique terminal.

On voit donc s'individualiser à l'E de l'arc de Nice un nouveau domaine où la sédimentation est caractérisée par le développement des dolomies à l'Oxfordien et une ouverture sur le large au Jurassique terminal. Ce domaine oriental est relié au bassin d'Antibes par l'intermédiaire du bassin du cap Ferrat, fermant ainsi à l'E le plateau des Baous et du Cheiron.

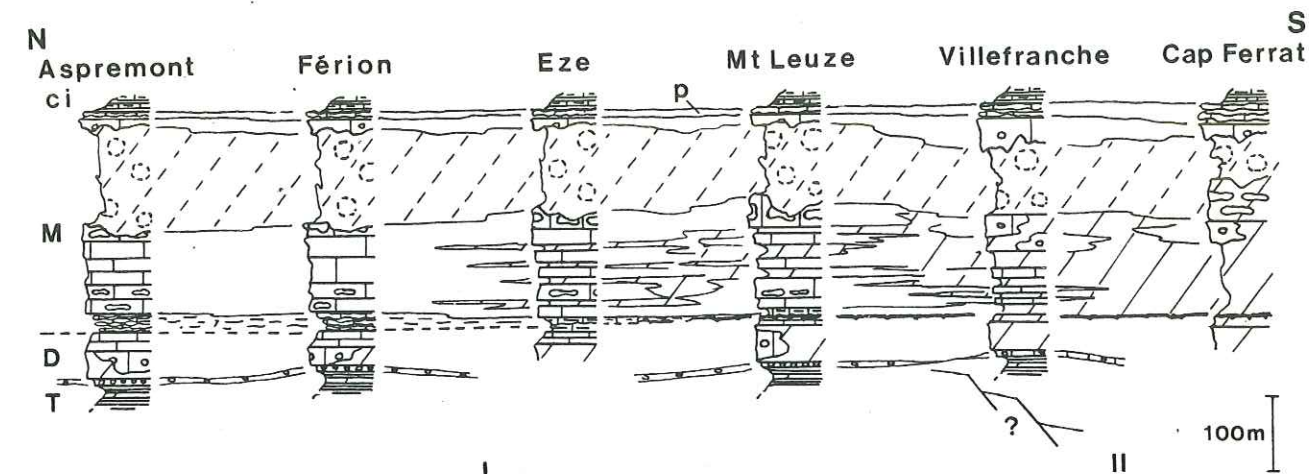


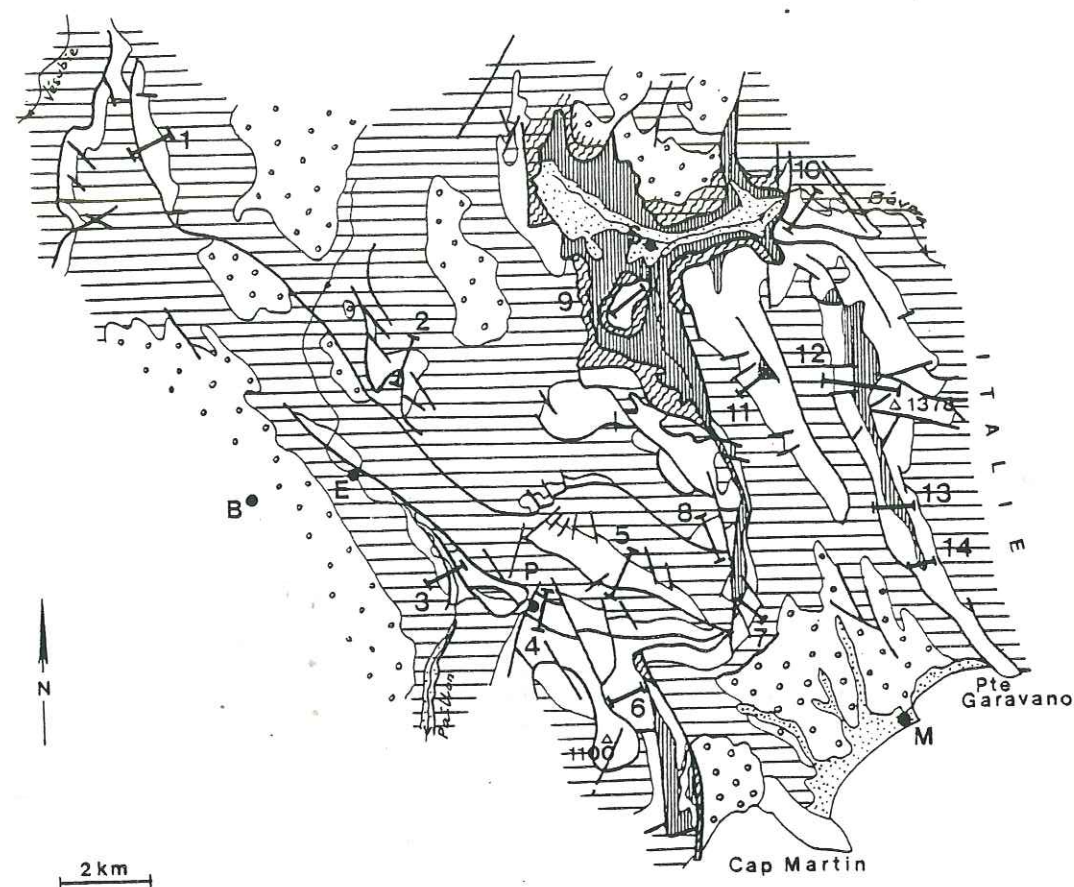
Fig.164 - Coupe du bassin jurassique dans l'arc de Nice, reconstitué entre le bassin du Barrot (au N) et le bassin du cap Ferrat (au S), après déplacements des unités structurales actuelles - I Prolongement du plateau du Cheiron et des Baous - II Bassin du cap Ferrat (prolongement du bassin d'Antibes ?).

C) LES CHAINONS JURASSIQUES DE SOSPEL ET MENTON (Domaine mentonnais)

Les unités structurales à ossature jurassique affleurant dans la partie nord orientale de l'arc de Nice, peuvent être regroupées en deux ensembles :

- Les unités situées en bordure N et E du synclinal de Contes et de Berre-les-Alpes, entre la moyenne vallée de la Vésubie au NW et le cap Martin au SE ; elles s'opposent aux unités du faisceau littoral dans la région de Peille.
- Les unités situées à la périphérie du diapir triasique de Sospel, et celles qui marquent la frontière italienne (unités structurales rattachées à l'arc de la Roya pour B. GEZE 1960-1963).

Fig.165 - Situation géologique (d'après la carte géologique Nice au 1/80000) et localisation des profils en bordure N et E du synclinal de Contes et Berre-les-Alpes, et dans la région de Sospel et Menton. (1 Rocca Seira, 2 Touët-de-l'Escarène, 3 Gorges du Paillon de l'Escarène, 4 Peille, 5 Pic de Baudon, 6 Gorbio, 7 Ste-Agnès, 8 Pte Siricoque, 9 Mt-Barbonnet, 10 Pt de Cay, 11 Mt-Roulabre, 12 Mt-Mulacier, 13 Le Berceau, 14 Plan de Lion)
B Berre-les-Alpes, E L'Escarène, M Menton, S Sospel.



1) ENTRE LA MOYENNE VESUBIE ET LE CAP MARTIN

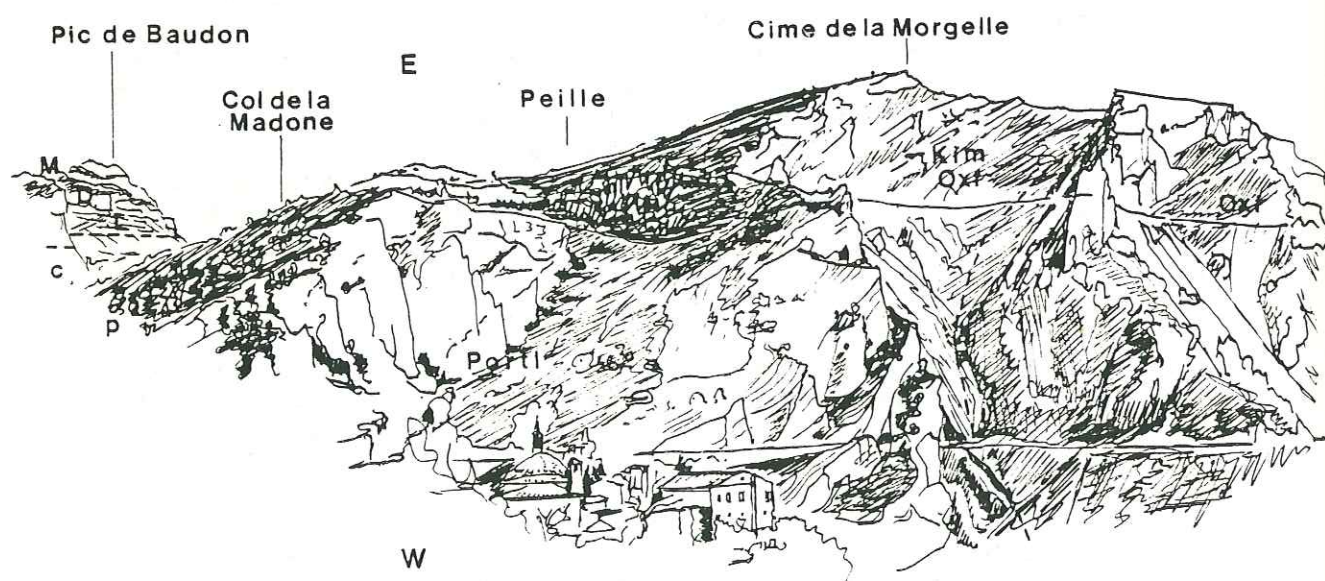


Fig.166 - Morphologie jurassique à Peille

a) Coupe du pic de Baudon (Fig.167 - 168)

- 1.a-Dolomies gris-jaunâtre (30 m), en bancs épais se débitant en parallélépipèdes, et séparés par des inter-bancs marneux verdâtres. Dolomicrites de faciès variés, à structure laminée (stromatolithique ?), à birds-eyes, ou renfermant quelques grains de quartz, des pelletoides, de rares bioclastes (gastropodes, lamellibranches) ou des foraminifères (*Glomospira* ?).
- b-Calcaires bioclastiques brun clair (0,5 à 1 m) dont le toit est encroûté d'un matériel ferrugineux. Sparites riches en débris de lamellibranches et gastropodes, grains micritiques et oïdes. Les éléments sont encroûtés d'une auréole de calcite précoce, et les vides intergranulaires sont comblés par de la sparite.
- c-Calcaires et argilo-calcaires blanchâtres (3 m ?). Micrites azoïques présentant un réseau de craquelures plus ou moins orthogonales. Au sommet, micrites renfermant d'abondants grains de quartz anguleux de petite taille, et quelques lithoclastes (dolomicrites à pelletoides).
- 2 - Calcaires conglomératiques (1 m), dolomitiques, gris-jaunâtre. Sparites ou dolosparites à grains de quartz et *Meyendorffina bathonica*, liant des lithoclastes dolomicritiques arrondis.
- 3 - Calcaires bioclastiques et dolomies brunes (corniche de 35 m). Micrites à spongiaires, entroques, lamellibranches, oncoïdes, grains micritiques et nombreux foraminifères (trocholines, nautiloculines, valvulinidés, textularidés, miliolidés...) ; réseau de galeries (?) ramifiées fossilisé par de la sparite.
- 4 - Dolomies brunes (talus de 50 à 60 m), granulaires et massives à la base.
- 5 - Croûtes ferrugineuses interstratifiées.
- 6.a-Calcaires lités à grains fins et dolomies brunes interstratifiées (falaise de 50 m). Micrites à spicules de spongiaires, fins débris d'échinodermes et nodosariidés, glauconieuses à la base.
- b-Calcaires bioclastiques à rares empreintes d'ammonites (corniche de 30 m). Micrites à microfilaments, oncolithes, brachiopodes, lamellibranches, serpulidés, entroques, polypiers, spongiaires, lituolidés, miliolidés, lenticulines, et grains micritiques.
- 7.a-Calcaires bioclastiques bruns à chailles (30 à 40 m), renfermant les mêmes éléments que le niveau sous-jacent.
- b-Calcaires à constructions (60 à 80 m ?), en bancs massifs ou sans stratification, avec des poches de dolomies blanches saccharoïdes. Micrites bioturbées liant des radioles d'oursins, des gastropodes, lamellibranches et *Cladocoropsis* (?). Près du sommet, micrites à *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Bacinella* sp., *Salpingoporella* sp., *Solenoporella* sp., *Trocholina alpina* et *T. elongata*, *Pseudocyclammina lituus*, *Everticyclammina* sp., et sparites à grains calibrés (grainstones) et encroûtés d'une auréole de ciment précoce.

- 8 - Calcaires lités en bancs minces, à argiles vertes et cailloux noirs (5 à 6 m) ; micrites à birds-eyes, miliolidés, ophtalmiidés et charophytes.

Entre Touët-de-l'Escarène et Gorbio (Fig.168), les séries jurassiques sont formées des mêmes unités qu'au pic de Baudon ; quelques éléments, provenant de ces différentes séries, précisent la stratigraphie :

- A Gorbio, les dolomies en parallélépipèdes (1a) renferment des chailles à la partie supérieure ; (2) est représenté par des calcaires lumachelles riches en quartz et glauconie ; (3 et 4) renferment *Meyendorffina bathonica* à différents niveaux, jusqu'à une quinzaine de mètres au sommet ; (4) se termine par un banc de calcaire (micrite glauconieuse) dont le toit est érodé, perforé, et encroûté d'un matériel ferrugineux.
- 5.a-Calcaires bréchiques (0,1 m à 0,2 m), très riches en glauconie à la base, moulant les dépressions sous-jacentes.
- b-Calcaires conglomératiques (0,1 m) livrant des ammonites de l'Oxfordien moyen en mauvais état de conservation.
- c-Calcaires rognoneux à poches de calcite ou de glauconie (0,5 m) renfermant des ammonites oxfordiennes.
- A Peille, quelques ammonites indéterminables au sommet de (6) ; *Conicospirillina basiliensis* au toit de (7).
- A Touët-de-l'Escarène, périsphinctidés de l'Oxfordien moyen dans les encroûtements ferrugineux (5), fragments d'ammonites au sommet de (6).

La succession stratigraphique peut être ainsi résumée : (1) représenterait le Rhétien ou le Lias (série comprehensive tronquée au sommet par une surface ferrugineuse ?) ; (2) est attribué au Bajocien supérieur (glauconie de Gorbio ?), ou daté du Bathonien supérieur au pic de Baudon ; (3 et 4) sont datés du Bathonien supérieur, les derniers mètres pouvant représenter une partie du Callovien dont le dépôt est interrompu (érosion et altération du toit) ; (5) est daté de l'Oxfordien moyen, (6) serait Portlandien basal au sommet (le niveau fossilifère du Baudon serait l'équivalent de celui du col de Guerre ?) ; (7 et 8) sont attribués au Portlandien-Berriasien.

Les sédiments liasiques sont absents, ou réduits et incomplets (?), les dépôts bathoniens sont épais, une partie du Callovien et de l'Oxfordien n'est pas représentée. E. COLOMBO (1966) est conduit aux mêmes conclusions : au SE de Peille, il décrit un conglomérat à *Meyendorffina bathonica* recouvrant et remaniant les formations du Rhétien ; pour cet auteur, tout le Lias et une grande partie du Dogger manquent.

La sédimentation jurassique s'achève au Berriasien (*Ampulina leviathan* trouvé par G. THOMEL) par l'élaboration de faciès purbeckiens extrêmement réduits et fossilisés par l'oolithe ferrugineuse hauterivienne ou, au SE de Peille, par la glauconie albienne (G. THOMEL 1961). Les séries jurassique et néocomienne sont donc très incomplètes dans la région de Peille.

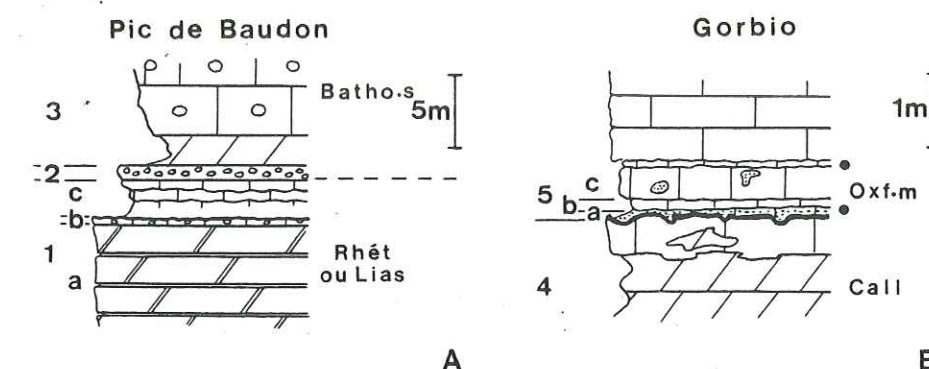


Fig.167 -A -La base de la série au pic de Baudon ; B -Discontinuité de dépôt scellée à l'Oxfordien moyen près de Gorbio

b) Coupe de la cime de Rocca Seira (Fig.168)

- 1 - Dolomies gris-jaunâtre à chailles ; le contact avec la formation suivante est tectonisé.
- 2 - Calcaires bioclastiques et calcaires argileux rognoneux en bancs minces (5 m), se terminant par des horizons ferruginisés et dolomitiques. Micrites bioturbées à grains micritiques parfois oolithisés, grains de quartz anguleux de petite taille, échinodermes, lamellibranches, gastropodes, brachiopodes, *Cayeuxia* sp., nodosariidés, *Haplophragmium*, nautiloculines, trocholines et miliolidés.
- 3 - Calcaires bioclastiques et dolomies grises (barre de 35 m) ; micrites plus pauvres en quartz, renfermant les mêmes éléments biologiques que l'unité sous-jacente, et caractérisées par *Meyendorffina bathonica*. Grains micritiques oolithisés ou encroûtés d'une auréole de ciment précoce, les vides intergranulaires étant remplis par de la sparite.
- 4 - Dolomies brunes à grains fins (10 m), puis calcaires bioclastiques (barre de 20 m). Sparites dépourvues de quartz, cimentant des fragments roulés de polypiers, gastropodes, lamellibranches, entroques, spongiaires, des oncolithes et des grains micritiques encroûtés de calcite précoce. Trocholines abondantes, miliolidés, agglutinants (*Ammobaculites* ?, nautiloculines, textularidés...) et rares nodosariidés.
- 5.a-Calcaires grumeleux et rognoneux (0,2 m) ; micrites glauconieuses et bioturbées, à petits massifs de spongiaires, ammonites, protoglobigérines, nodosariidés et grains micritiques souvent pyritisés.

- b-Calcaires grumeleux bien lités et argilo-calcaires dolomitiques (talus de 10 à 15 m), de microfaciès comparable. Quelques cavités remplies de sédiment interne à grains fins et de sparite.
- 6 - Calcaires lités beiges (falaise de 90 m), avec des chailles et des intercalations de dolomies brunes à grains fins peu nombreuses. Calcaires en bancs minces et à grains fins (micrites uniformes à rares spicules de spongiaires et nodosariidés), puis en bancs massifs (micrites à microfilaments, saccocomidés, aptychus, brachiopodes, entroques, serpulidés, oncolithes, grains micritiques, protoglobigérines, nodosariidés et agglutinants).
- 7 - Calcaires bioclastiques brun clair à chailles (80 à 100 m); puis dolomies blanches saccharoïdes (70 m).
- 8.a-Calcaires beige clair à algues (corniche de 10 m).
b-Calcaires lités beiges, à galets noirs, marnes vertes et brèches (15 m).

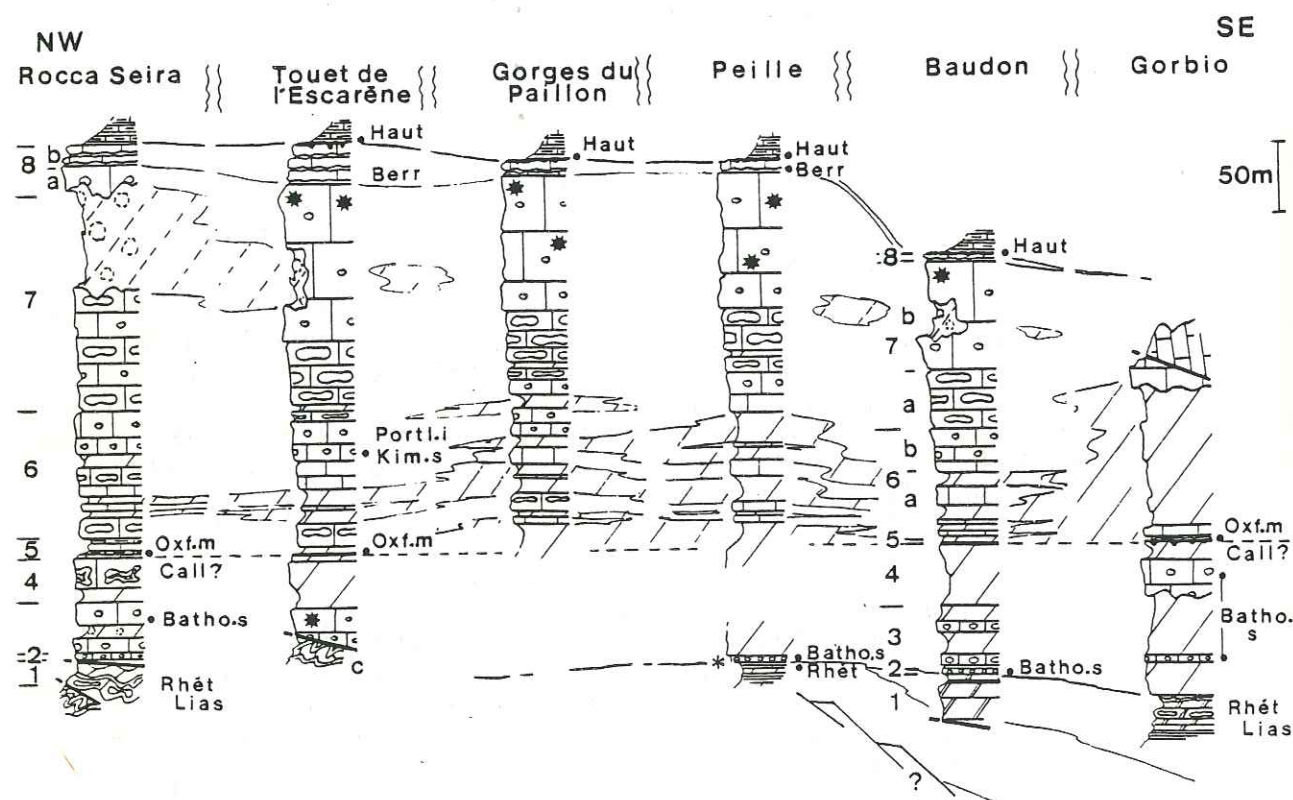


Fig.168 - Reconstitution des séries jurassiques entre Rocca Seira et Gorbio (bordure nord-orientale du synclinal de Contes et de Berre-les-Alpes)

Quelques éléments de datation et les faciès (replacés dans le contexte régional) permettent de proposer la succession stratigraphique suivante : (1) représenterait le Rhétien

ou le Lias ?, (3) le Bathonien supérieur, (5) l'Oxfordien moyen, (6 à 8) le Jurassique supérieur et le Berriasien. L'âge des unités (2) et (4) ne peut être précisé avec certitude : (2) - l'abondance des grains de quartz serait en faveur d'un âge Rhétien ; l'apport détritique non argileux est également important au Bathonien dans le bassin d'Antibes et en bordure du plateau des Baous et le faciès franchement marin de cette unité est aussi plus caractéristique de sédiments bathoniens. (4) pourrait représenter le Bathonien supérieur sous un faciès de forte énergie défavorable à *Meyendorffina bathonica* ; aucune discontinuité séparant ce faciès granulaire, des dépôts boueux à spongiaires, protoglobigérines et ammonites de l'Oxfordien moyen, son âge serait plutôt callovien ?

La série de Rocca Seira présente certaines ressemblances avec celle de Peille : accidents siliceux dans les dépôts rhétiens ou liasiques, sédiments de faciès comparables au Bathonien supérieur. Elle en diffère par la rareté des dolomies brunes après l'Oxfordien et par le développement des dolomies blanches et des faciès purbeckiens au Jurassique terminal-Berriasien, la succession étant alors plus semblable à celle du Mt-Férion. Du Bathonien supérieur à l'Oxfordien moyen, la succession des faciès à Rocca Seira ne présente aucune affinité avec celle qui caractérise les séries de Peille (réduction, dolomitisation, discontinuité), ou celles du Mt-Férion (calcaires à filaments et céphalopodes) pourtant situées actuellement à proximité. Les formations jurassiques de Rocca Seira se sont donc élaborées dans un domaine de sédimentation distinct de celui du Mt-Férion ; aujourd'hui, les deux domaines se trouvent rapprochés par le chevauchement du chaînon de Rocca Seira sur celui du Mt-Férion.

c) Caractéristiques de la sédimentation jurassique

- Absence (d'après E. COLOMBO 1966) ou réduction des dépôts liasiques, bajociens, et bathoniens inférieur et moyen.
- Les dépôts les plus anciens attribuables au Jurassique sont des conglomérats datés du Bathonien supérieur (E. COLOMBO 1966).
- Subsidence forte au Bathonien supérieur.
- Réduction des dépôts calloviens et oxfordiens avec discontinuité.
- Développement des dolomies brunes de l'Oxfordien moyen au Portlandien.
- Elaboration de faciès de type récifal et faible développement des dolomies blanches au Jurassique terminal.
- Réduction des dépôts de faciès purbeckien.

d) Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements. Esquisse des déplacements postérieurs

- Entre les gorges du Paillon et Gorbio (au SE), trois discontinuités majeures traduisent un comportement de zone haute : au Lias-Bajocien, entre Callovien et Oxfordien, entre Berriasien et Hauterivien. Entre ces trois épisodes, la subsidence est assez importante et l'environnement de dépôt constamment peu profond et peu ouvert, sauf au Portlandien.
- Des gorges du Paillon à la cime de Rocca Seira (au NW), la discontinuité entre Callovien et Oxfordien se traduit seulement par un changement de faciès et la série néocomienne est plus épaisse et vraisemblablement plus complète. Le caractère de zone haute est moins accusé, et l'environnement de dépôt est plus favorable à l'élaboration de faciès calcaires. Ce domaine semble donc plus ouvert aux influences océaniques, sauf au Jurassique terminal où les dépôts de type récifal sont dolomités.
- Suivant ce schéma (Fig.168), la zone haute de Peille représenterait la bordure d'un bassin ouvert au NW jusqu'au Portlandien ; du Portlandien au Crétacé inférieur (Hauterivien, ou Albien), elle se comporterait plutôt comme une barrière isolant un domaine aux dépôts magnésiens et saumâtres, de la mer ouverte située cette fois au SE (?).
- Actuellement, un accident (chevauchant vers le SW) sépare les chaînons jurassiques des gorges du Paillon, de Peille, du pic de Baudon et de Gorbio, des chaînons de Touët-de-l'Escarène et de Rocca Seira. L'opposition entre les deux domaines de dépôt reconnue plus haut, est accentuée par les déformations postérieures au Jurassique (rapprochement). Ces domaines n'occupent plus actuellement des positions relatives conformes à celles qu'ils avaient dans le dispositif sédimentaire au Jurassique. Les affinités entre ces différentes séries traduiraient cependant un déplacement peu important à l'intérieur de cet ensemble.

2) ENTRE SOSPEL ET MENTON

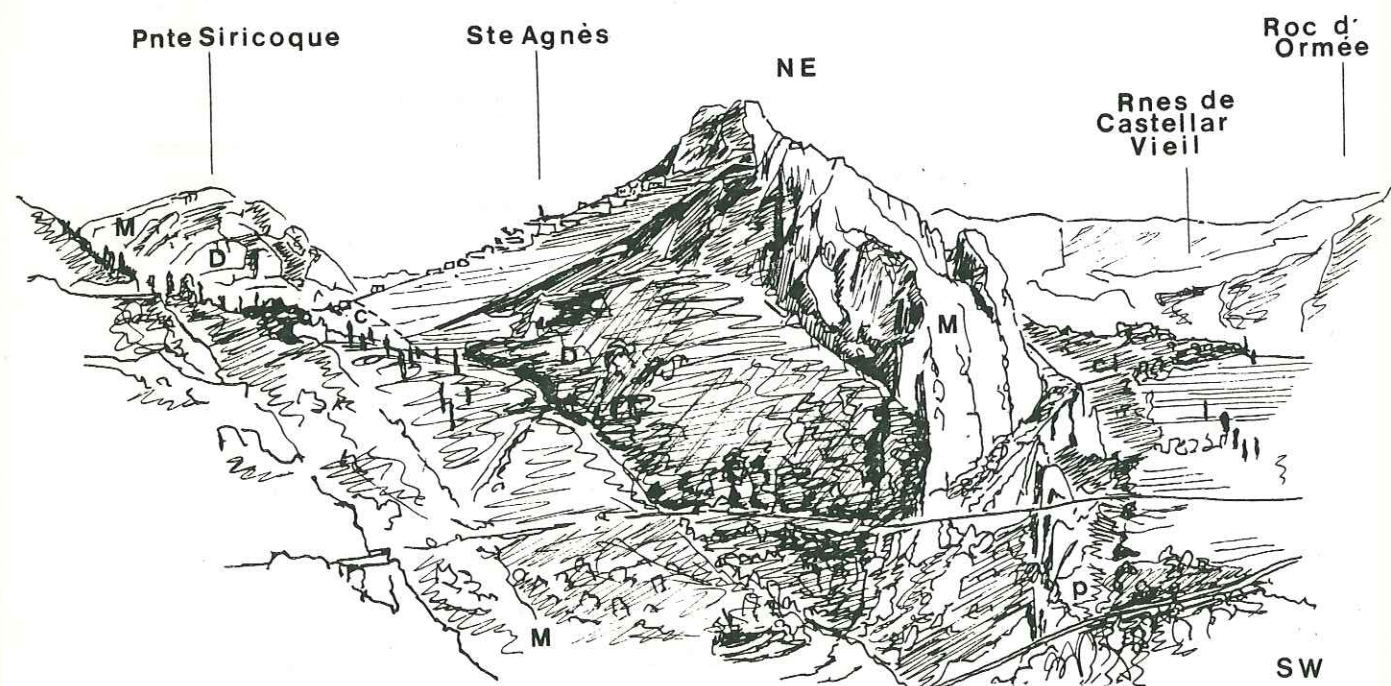


Fig.169 - Morphologie jurassique entre Menton et Sospel

a) Coupe de la Pte-Siricoque (Fig.170-172)

- 3 - Calcaires bioclastiques beiges et dolomies brunes (barre de 60 à 80 m) ; micrites renfermant des oncoïdes, grains micritiques, entroques, lamellibranches, spongiaires et serpulidés. Textularidés, miliolidés, trocholines, nautiloculines, *Haplophragmium* et *Meyendorffina bathonica*.
- 4 - Calcaires oolithiques beiges (10 m) ; sparites à grains micritiques et agrégats, oolithes et oncolithes, entroques, lamellibranches, trocholines, miliolidés, agglutinants et rares nodosariidés. Les éléments sont entassés et de taille comparable (0,5 à 2 mm), les vides étant comblés par de la sparite et des débris bioclastiques fins. Le toit du dernier banc est raviné (dépressions de 10 à 20 cm aux parois dépourvues de ferruginisation), ou non usé et occupé par un encroûtement calcaire de teinte violacée ou une croûte ferrugineuse de quelques cm.
- 5.a-Conglomérat gris ocre (0 à 0,8 m), uniquement conservé dans les dépressions sous-jacentes. La matrice est une dolosparite à oncolithes, oolithes, grains micritiques, échinodermes, et grains de quartz. A la base, les éléments sont de taille importante (jusqu'à 5 cm) et de nature variée (micrites ferrugineuses à fins débris de coquilles-sparites à oolithes de faciès identique au toit de l'unité 4 - micrites à spicules de spongiaires, oncolithes, échinodermes et lamellibranches) ; au sommet, les éléments sont calibrés (0,5 à 2 mm) disposés en lits, et de même nature qu'à la base.
- b-Calcaires rognoneux et argilo-calcaires gris jaunâtre (vire de 2 m), riches en térébratulidés. Micrites à spicules de spongiaires, échinodermes, lamellibranches, textularidés, valvulinidés et nombreux litiolidés.
- c-Calcaires lités beiges (3 m) ; micrites liant des grains micritiques, des spicules de spongiaires, des nodosariidés et agglutinants. Les vides entre les éléments sont comblés par de la sparite.
- 6 - Dolomies brunes (falaise de 80 m), renfermant des chailles à la partie moyenne et au sommet.
- 7.a-Calcaires bioclastiques brun clair à chailles (corniche de 50 à 60 m) ; à la partie inférieure, chailles de forme globuleuse, dans un calcaire micritique à microfilaments, spicules de spongiaires, débris d'échinodermes et grains micritiques très fins. A la partie supérieure, accidents siliceux plus fréquents, de grande taille (plusieurs m), ramifiés ou stratiformes, dans un calcaire sparitique à grains micritiques calibrés, entroques, *Thaumatoporella* sp., miliolidés et textularidés.
- b-Calcaires bioclastiques brun clair à polypiers (barre de 80 m), micrites et sparites à grains micritiques, entroques et radioles d'échinodermes, bryozoaires, polypiers, *Cladocoropsis* sp., lamellibranches, gastropodes, oncolithes, *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp., *Bacinella* sp., nautiloculines, pseudocyclammes, textularidés et miliolidés.

- 8 - Calcaires lités beige clair, à cailloux noirs, intercalations d'argiles vertes et de brèches calcaires (env. 30 m). Les microfaciès sont variés : - sparites à grains calibrés - micrites azoïques à structures vacuolaires d'origine karstique - micrites à laminations algo-sédimentaires... Au sommet, calcaires micritiques à *Clypeina jurassica*, ophtalmiidés et miliolidés ; le toit du dernier banc est raviné, perforé et recouvert d'un matériel ferrugineux présentant l'aspect de croûtes (stromatolithes ?) ou de gros nodules (oncolithes ?).

A Ste-Agnès, les niveaux observables dans de bonnes conditions, présentent une succession différente :

- 6 - Dolomies brunes avec des chailles au sommet (50 m ?), puis dolomies blanches saccharoïdes (15 m).
- 7 - Calcaires à polypiers (100 à 120 m), débutant par des calcaires micritiques à microfilaments et présentant un niveau de chailles à 50 m de la base. La moitié inférieure de la formation (7), avec un faciès nettement de type récifal ici, représenterait l'unité 7a reconnue à la Pte-Siricoque. Les faciès de l'unité (8) sont comparables à ceux de la Pte-Siricoque, le toit du dernier banc est karstifié et occupé par une brèche calcaire fossilisée par l'oolithe ferrugineuse hauterivienne.

Sur ces coupes, la plupart des unités ne sont pas datées ; aussi les attributions stratigraphiques proposées sont établies par comparaison avec celles des séries actuellement les plus proches : (3) est daté du Bathonien supérieur, (4) représenterait encore le Bathonien supérieur ou une partie du Callovien, (6) l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien, (7 et 8) le Portlandien-Berriasien. L'âge de l'unité (5) ne peut être précisé avec certitude : elle occupe dans la série une position qui pourrait correspondre à celle des dépôts de l'Oxfordien moyen ; cependant, l'absence de glauconie, de protoglobigérines et d'ammonites (même remaniées) plaide en faveur d'un âge plus ancien, Bathonien supérieur ou Callovien (les discontinuités de dépôts et les apports de quartz sont fréquents dans les épaisses séries bathoniennes élaborées dans le bassin d'Antibes). Les dépôts de l'Oxfordien moyen, s'ils sont conservés, seraient ici sous faciès dolomitique à la base de l'unité (6).

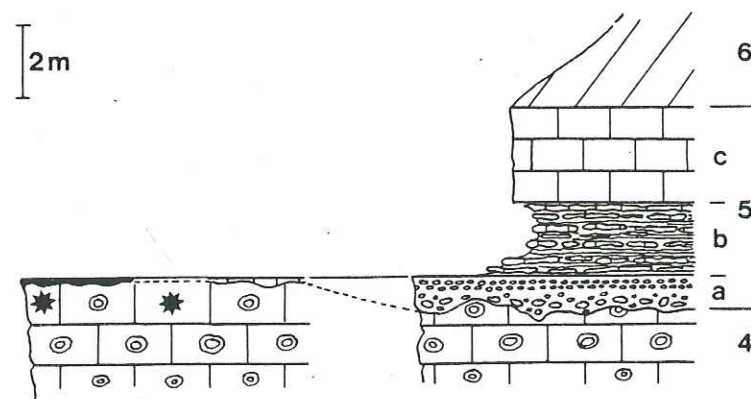


Fig.170 - Conglomérat bathonien (?) à la Pte-Siricoque

b) Coupe du Mt-Barbonnet (la série est renversée) (Fig.171-172)

La coupe est levée sur le flanc oriental du Mt-Barbonnet, entre la route de Sospel à Menton et le fort ; les niveaux les plus inférieurs (env. 10 m) sont des calcaires gris et des dolomies feuilletées (dolomicrites à pelleteïdes), se débitant en plaquettes et contenant (d'après M. LANTEAUME 1968) des passées ligniteuses. Le faciès est plutôt caractéristique du Rhétien.

- 1.a-Dolomies beiges ou jaunâtres en gros bancs (40 m), se terminant par des calcaires dolomitiques gris clair (corniche de 10 m) ; dolomicrites bioturbées ou à structures laminées d'origine stromatolithique, et renfermant de fins débris de lamellibranches. Le dernier banc est entièrement recristallisé en dolosparite brune.
- b-Marnes verdâtres, dolomies violacées et verdâtres, dolomies rognoneuses grises ou jaunâtres d'aspect conglomératique emballant des boules de dolomies rousses ou grises (env. 20 m) ; dolomicrites uniformes ou dolomicrites renfermant exclusivement des fecal-pellets.
- c-Dolomies gris jaunâtre en bancs massifs (50 m) ; dolomicrites à grains recristallisés en dolosparite, fins, arrondis, encroûtés d'une auréole de ciment précoce et déformés par la compaction ; espaces intergranulaires souvent comblés par un ciment.
- d-Dolomies de même faciès renfermant des chailles (10 m).
- e-Dolomies à laminites gris clair (5 à 10 m), en bancs peu épais se débitant en parallélépipèdes et séparés par des interlits argilo-dolomitiques. Les laminations sont formées d'alternances de dolomicrites uniformes et de dolomicrites liant des fecal-pellets (structure d'origine stromatolithique ?).
- 2 - Calcaires dolomitiques et conglomératiques (1 à 5 cm) ; éléments figurés calibrés (0,5 à 1 cm) et de nature variée (micrites uniformes - micrites ferrugineuses - sparites ou dolosparites), matrice dolomitique, pyriteuse et riche en grains de quartz. Réseau de cavités anastomosées dont les parois sont tapissées d'une croûte de ciment dolomitique précoce et le vide restant, comblé par un ciment largement cristallisé et dolomitique.
- 3.a-Calcaires dolomitiques gris jaunâtre (5 à 10 m) ; micrites et dolomicrites à oncoïdes, échinodermes et grains de quartz.
- b-Calcaires bioclastiques bruns à brachiopodes et dolomies brunes (barre de 60 m) ; à la base, micrites bioturbées à échinodermes, lamellibranches, gastropodes, textularidés, miliolidés, valvulinidés, *Haplophragmium*, nautiloculines, trocholines, *Meyendorffina bathonica* et grains micritiques.
- 4 - Dolomies brunes (dépression de 10 m).
- 5 - Dolomies brunes en bancs minces avec quelques niveaux rubéfiés (5 à 10 m).
- 6 et 7 présentent une coupe comparable à celle de Ste-Agnès ; 8 n'affleure pas ou est tectonisé suivant le contact anormal.

Au Pont de Cay, la série jurassique est moins dolomitisée. Le sommet de (1) affleure au col de la Basse Bergevine, (3) comprend des calcaires à polypiers et quartz, des calcaires à *Meyendorffina bathonica* puis des calcaires à oolithes et oncolithes, (6) est plus calcaire qu'au Barbonnet et renferme à la base de la glauconie, des protoglobigérines et des spongiaires, (7) est formé des mêmes unités qu'à la Pte-Siricoque, les calcaires à cailloux noirs et marnes vertes (8) sont réduits et terminés par une croûte ferrugineuse.

Dans la région de Sospel, la succession stratigraphique peut être ainsi résumée : au-dessus du Rhétien, (1) représenterait une série soit encore rhétienne, soit liasique ou liasique et bajocienne ?, (2) et (3) sont datés du Bathonien supérieur, (4) pourrait être Bathonien supérieur ou Callovien, (5) et la base de (6) représenteraient l'Oxfordien moyen, (6) l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, (7) et (8) le Portlandien-Berriasien.

L'âge de l'unité (1) peut être précisé : cette unité présente en effet de nombreuses ressemblances avec les séries qui s'élaborent du Rhétien au Bathonien dans le bassin d'Antibes : faciès dolomitiques plutôt fins, fréquence des intercalations versicolores et des structures stromatolithiques (milieu de dépôt constamment peu profond), absence ou rareté des éléments biologiques et des apports quartzux, faciès "en parallélipèdes".

L'unité (1) du Mt-Barbonnet pourrait donc représenter, comme dans le bassin d'Antibes, le Lias, le Bajocien et même le Bathonien au sommet. Cette série compréhensive (1) est tronquée au toit par un arrêt de sédimentation (2) résultant d'une diminution de la profondeur qui se traduit par une érosion (conglomérat) et une émergence (cimentation des cavités de dissolution par un ciment de type "drusy mosaic"). La discontinuité de dépôt pourrait être bathonienne (émergence et apport quartzux à ce moment dans le bassin d'Antibes).

La possibilité d'une série comprenant des dépôts du Lias et du Dogger confirme les conclusions de M. LANTEAUME (1968) : cet auteur, s'appuyant sur quelques éléments biologiques trouvés au Mt-Barbonnet ou à proximité, propose un âge Hettangien et Sinémurien pour la base de la formation (équivalente de 1a) et un âge Bajocien pour la partie supérieure (équivalente de 1c).

En résumé, (1a) représenterait l'Hettangien et le Sinémurien, (1c) le Bajocien, (1d et 1e) pourraient être déjà bathoniens (les chailles apparaissent à cette époque dans le bassin d'Antibes). Suivant cette interprétation, les dolomies versicolores (1b), très réduites et d'aspect conglomératique, pourraient représenter la sédimentation perturbée et discontinue du Lias moyen-supérieur ?

La série du Mt-Barbonnet présenterait alors des affinités avec deux domaines de sédimentation bien distincts au Jurassique : -avec le bassin du Barrot (discontinuité au Lias moyen-supérieur), -avec le bassin d'Antibes (subsidence forte du Rhétien au Callovien, interrompue par une émergence au cours du Bathonien).

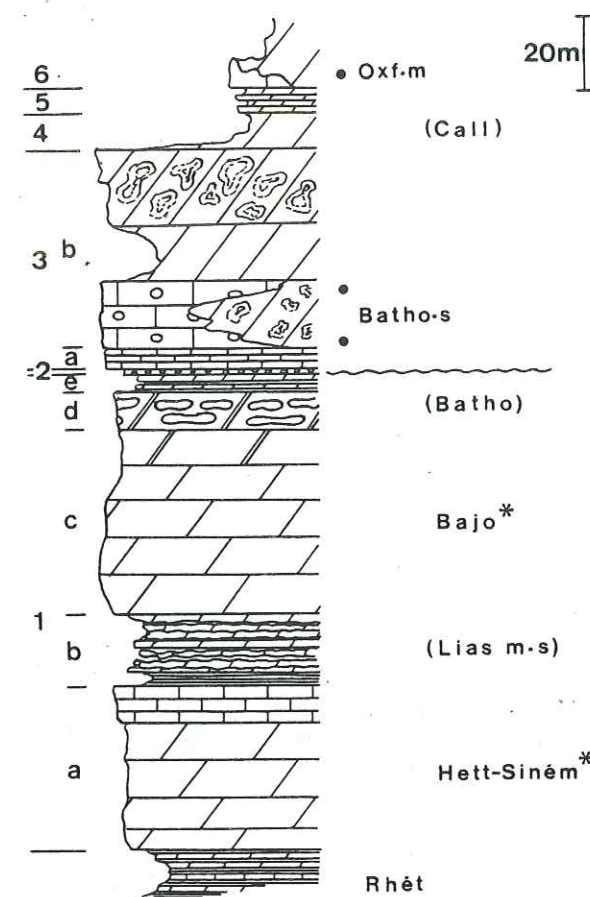


Fig.171 - Découpage stratigraphique de la partie inférieure de la série jurassique du Mt-Barbonnet () âges supposés - * âges proposés par M. LANTEAUME (1968)

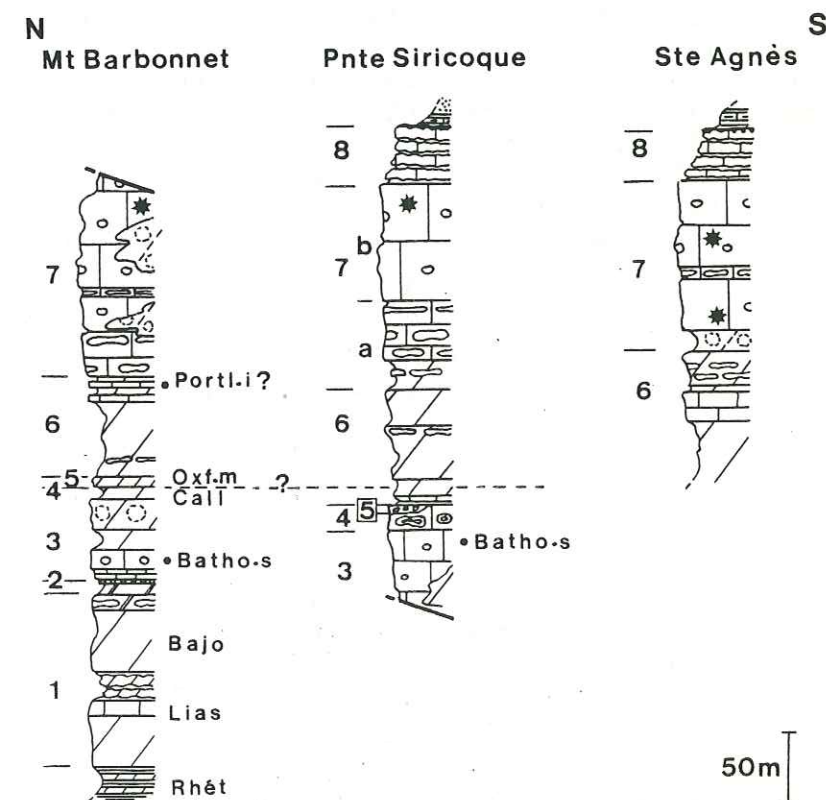


Fig.172 - Reconstitution des séries jurassiques entre Sospel (au N) et Gorbio (au S)

c) Coupes du Mt-Roulabre et du Mt-Grammont (Fig.173)

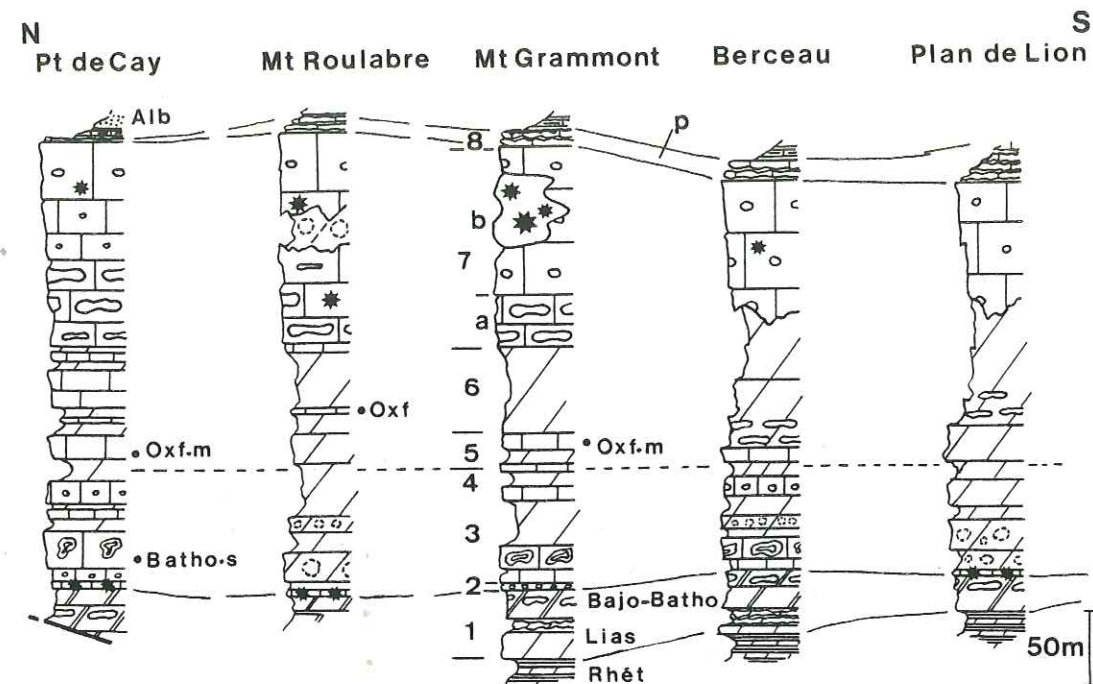


Fig.173 - Reconstitution des séries jurassiques entre Sospel (au N) et Menton (au S)

Orientés NW-SE, les chaînons du Mt-Roulabre et du Mt-Grammont sont des anticlinaux parallèles limitant à l'E le domaine d'étude du Jurassique subalpin. Les séries y sont composées des mêmes formations que dans la région de Sospel.

- 1 - Dolomies versicolores, dolomies gris jaunâtre se débitant en parallélépipèdes et renfermant des chailles rousses au sommet (20 à 30 m au Berceau et au Plan de Lion dans le chaînon du Grammont).
- 2 et 3 - Calcaires et dolomies (Mt-Grammont, Berceau) ou dolomies (Mt-Roulabre, Plan de Lion), de faciès granulaire et d'épaisseur assez constante (70 m).
- 4 - Dolomies brunes à grains fins (10 à 20 m).
- 5 - Dolomies ou calcaires glauconieux (Mt-Roulabre), livrant des empreintes d'ammonites indéterminables (Oxfordien ?).
- 6 - Dolomies brunes et calcaires lités (40 à 50 m).
7. a - Calcaires bioclastiques à polypiers et chailles parfois stratiformes (60 m au Mt-Roulabre), partiellement dolomitisés et moins épais au Berceau.
b - Calcaires bioclastiques d'épaisseur partout comparable (80 m), renfermant des polypiers massifs au Mt-Grammont.
- 8 - Calcaires lités à intercalations bréchiques (au Berceau), et à marnes vertes (à la Pte-Garavano) (10 à 20 m).

Comparées à la série du Mt-Barbonnet, les séries du Mt-Grammont et du Mt-Roulabre sont moins épaisses et plus dolomitiques. Les variations d'épaisseur affectent essentiellement l'unité 1 (Lias-Bajocien ?), la dolomitisation envahissant les unités 2 et 3 (Bathonien), 4 (Callovien ?), 5 et 6 (Oxfordien-Kimméridgien ?). Les unités 7 et 8 (Portlandien-Berriasien ?) sont calcaires, comme dans les autres coupes de cette région.

d) Caractéristiques de la sédimentation jurassique

- . Possibilité d'une sédimentation liasique et bajocienne, épaisse à Sospel (Mt-Barbonnet), réduite à Menton (Plan de Lion). Les faciès indiquent des milieux peu profonds, comparables à ceux du bassin d'Antibes ou ceux de la région de Fontan (M. LANTEAUME 1968).
- . Dépôts bathoniens caractérisés par la présence de *Meyendorffina bathonica*, par des émergences temporaires, une subsidence forte et des faciès granulaires. Tous ces éléments se rencontrent aussi dans le bassin d'Antibes à la même époque.
- . Réduction et vraisemblablement lacune d'une grande partie des dépôts du Callovien et de la base de l'Oxfordien.
- . Développement des dolomies brunes interstratifiées à l'Oxfordien et au Kimméridgien, nettement plus important vers Menton.
- . Elaboration de calcaires bioclastiques à constructions et de dépôts de faciès purbeckien au Portlandien-Berriasien, les dolomies blanches saccharoïdes étant peu développées ou absentes.

e) Le dispositif sédimentaire jurassique d'après la disposition actuelle des affleurements. Esquisse des déplacements postérieurs.

- . La région de Menton peut être considérée comme une zone haute ou peu subsidente avant le Bathonien. A l'opposé, la région de Sospel est assez fortement subsidente au même moment. Le bassin est donc nettement diversifié, mais l'orientation du dispositif ne peut être précisée car les séries ante-bathonniennes affleurent peu.
- . Au Bathonien supérieur, les faciès calcaires semblent plutôt localisés vers Sospel, sans qu'aucune différenciation n'apparaisse clairement dans le bassin. Cette période correspond donc, comme dans le bassin d'Antibes, à une certaine uniformisation des faciès traduisant une simplification du dispositif sédimentaire.
- . A partir de l'Oxfordien-Kimméridgien, la région mentonnaise est occupée par des lagunes à sédimentation dolomitique. Vers Sospel, les dépôts sont plus calcaires et les faunes indiquent un milieu plus ouvert (protoglobigérines, microfilaments, traces d'ammonites). Le bassin est à nouveau bien diversifié, avec une ouverture au N ou au NE (?).
- . Au Jurassique terminal (Portlandien ?), l'ensemble du territoire est occupé par une mer ouverte et peu profonde,

propice au développement des édifices biologiques. Comme au Bathonien supérieur, la subsidence est forte et aucune différenciation n'apparaît dans le bassin. Les sédiments de type récifal sont rarement dolomitisés, ce qui pourrait traduire la proximité d'une mer ouverte au N ou à l'E (?).

A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, la région de Sospel est peu propice à l'élaboration des dépôts de faciès purbeckien (1 à 2 m au Pt-de-Cay), les conditions de milieu demeurant presque constamment marines. Vers Menton, la formation purbeckienne se développe (10 à 20 m) et présente des faciès caractéristiques (brèches de dessiccation, marnes vertes ...).

En résumé, deux aires de dépôt peuvent être reconnues dans ce territoire : l'aire de Sospel, subsidente au Lias-Bajocien et relativement ouverte sur le large de l'Oxfordien au Crétacé, et l'aire de Menton, zone haute au Lias-Bajocien et isolée du large durant la plus grande partie du Jurassique.

Les aires de dépôt de Sospel et de Menton n'occupent plus actuellement une position conforme à celle qu'elles avaient dans le dispositif sédimentaire au Jurassique.

Deux types de déplacements peuvent être proposés :

- Des déplacements localisés - les structures anticlinales du Mt-Roulabre et du Mt-Grammont disparaissent progressivement vers Menton où un seul flanc de pli est conservé et chevauchant (Fig.165). Cette disposition évoque un éventail ouvert au N et suggère un rétrécissement du bassin jurassique au S, entre le cap Martin et la Pte-Garavano. Suivant ce schéma, l'aire de dépôt de Menton aurait été déplacée vers l'W.
- Des déplacements d'ensemble - l'aire de dépôt de Sospel se trouve aujourd'hui située dans le prolongement de la structure de la Tinée et accolée au prolongement oriental du plateau du Cheiron et des Baous dans l'arc de Nice. Ces deux éléments de la paléogéographie se comportant comme des zones hautes au Lias-Bajocien, leur éventuelle jonction au SE des Alpes-Maritimes semble peu probable dans l'aire de dépôt de Sospel subsidente au même moment. Un déplacement d'ensemble de l'aire de dépôt de Sospel vers l'W pourrait être envisagé.
- Les aires de dépôt de Menton et Sospel auraient donc été déplacées ensemble vers l'W. Les chevauchements vers l'W et le SW à la périphérie de ce domaine mentonnais (entre la moyenne Vésubie et le cap Martin) semblent en accord avec cette interprétation.

II - PRINCIPAUX RESULTATS






1) NOUVELLES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

La succession biostratigraphique proposée est établie en partie à l'aide d'ammonites (env. 600), l'Oxfordien moyen étant le seul niveau fossilifère important. Quelques ammonites permettent de situer la base du Tithonique, la microfaune datant les formations bathoniennes et berriasiennes. Les autres attributions stratigraphiques sont déduites par comparaisons avec les régions voisines.

	Domaine vésubien			Domaine niçois		Domaine mentonnais	
	Picciarvet	Utelles	Castellar	Aspremont Falicon Férier	La Turbie Cap Ferrat	Peille	Sospel
Crétacé						Alb. Hauter.	
Berrias. sup. inf.					sup.	Berrias	
Tithon. sup. moy. inf.					inf.		
Kimméridgien							
Oxfor. sup. moy. inf.				Plicatilis + Transversarium Mariae		moy.	moy. ?
Callov. sup. moy. inf.				Lamberti Athleta Jason	Callov.		
Bathon. sup. moy. inf.						sup.	sup.
Bajocien Aalénien Toarcien Domérien Carixien		?					?
Siné. s.l. Hettangien							
Rhétien							

Fig.174 - Les diverses successions jurassiques rencontrées dans l'arc de Nice (l'existence de sédiments calloviens très incomplets dans le domaine mentonnais)

et l'âge bathonien supérieur du conglomérat de base, dans le domaine niçois, demeurent des hypothèses)

-  Absence de faunes caractéristiques
-  Pas de sédiments conservés
-  Lacune probable ou dépôts très incomplets
-  Conglomérats
-  Surfaces de discontinuité

Les séries jurassiques de l'arc de Nice apparaissent très incomplètes, avec les mêmes discontinuités que dans les régions voisines :

- Avant le Bathonien supérieur, les discontinuités de dépôt, importantes entre le Castellar de Levens et Peille (domaine niçois), sont moins prononcées en direction du bassin du Barrot (domaine vésubien) et de la frontière italienne (domaine mentonnais). L'importance variable des discontinuités résulterait d'une subsidence différentielle, individualisant des zones hautes où aucun sédiment n'est conservé, et des aires affaissées où les dépôts sont plus complets. Le dispositif sédimentaire, diversifié et induit par des déformations du substratum, est scellé au Bathonien supérieur.
 - Après le Bathonien supérieur, les discontinuités de dépôt se localisent dans les domaines niçois et mentonnais, entre le Callovien et l'Oxfordien moyen, entre le Tithonique et le Crétacé inférieur. Ces discontinuités, marquées par des émergences temporaires, se développent en direction du domaine mentonnais.
- La sédimentation, plus continue dans le domaine vésubien, est très réduite entre le Callovien moyen et l'Oxfordien moyen sur les structures hautes mises en place au Lias.
- Après le Bathonien supérieur, le bassin est donc composé de deux aires sédimentaires.
- En résumé, le Bathonien supérieur peut être considéré comme une période clé dans la sédimentation des séries de l'arc de Nice. Il correspond comme ailleurs à une simplification du dispositif sédimentaire.

2) LES ELEMENTS DU DISPOSITIF SEDIMENTAIRE JURASSIQUE (Fig.175)

Les attributions stratigraphiques, les types de formations, les événements importants dans la sédimentation, l'évolution des dépôts et l'interprétation des séries jurassiques, ont été analysés au cours de l'étude des différents chaînons formant l'ossature de l'arc de Nice. Ces éléments ont permis de comparer les séries de l'arc de Nice à des séries déjà intégrées dans un dispositif sédimentaire formé de plusieurs aires de dépôt :

- Le bassin du Barrot et ses structures hautes, ouvert au N et à l'E sur le bassin alpin.
- Le plateau du Cheiron et des Baous, orienté E-W, se comportant comme une zone haute durant une grande partie du Jurassique.

- Le bassin subsident d'Antibes, bordé au S par une aire occasionnellement émergée.

La plupart de ces aires de dépôt se retrouvent dans l'arc de Nice, et l'interprétation des domaines sédimentaires qu'on y rencontre n'est possible qu'en faisant largement références à ce qui a été décrit dans les régions voisines.

- Le chaînon d'Utelle
Zone haute au Picciarvet (séries comparables à celles de la structure de la Tinée), aire affaissée à Utelle (séries semblables à celles de l'extrémité méridionale du bassin du Barrot), plateau au Castellar de Levens (séries rappelant celles du domaine situé au S de l'Estéron).
Le domaine de sédimentation des séries du chaînon d'Utelle présente des affinités avec le bassin du Barrot (au N) et le plateau du Cheiron et des Baous (à l'W).
- Les chaînons d'Aspremont et du Mt-Férion
Leur aire de dépôt présente les caractéristiques de celle du plateau du Cheiron et des Baous.; par leur faciès plus argileux à l'Oxfordien, les affinités avec la partie septentrionale de ce plateau sont plus prononcées.
- Les chaînons de la Turbie et du cap Ferrat
Les séries de la Turbie se sont élaborées dans le même domaine de dépôt que celles d'Aspremont ; les affinités sont cette fois plus nettes avec la partie méridionale du plateau du Cheiron et des Baous. La ressemblance se précise au cap Ferrat avec des séries comparables à celles de la bordure septentrionale du bassin d'Antibes.
- Les chaînons de Sospel et de Menton
La zone haute de Peille semble dans le prolongement de la structure de la Tinée, l'aire affaissée de Sospel représentant le revers NE de cette structure ? Le domaine de dépôt est proche du bassin du Barrot-Argentera, ce que confirment ses relations avec le bassin dauphinois vers Tende ; il se trouve aussi à proximité d'une aire où la sédimentation est assez comparable à celle du bassin d'Antibes.

Le territoire actuellement représenté par l'arc de Nice était donc occupé au Jurassique par deux domaines sédimentaires :

- Un domaine niçois avec des séries très analogues à celles de la partie sud-occidentale du bassin des Alpes-Maritimes : le plateau du Cheiron et des Baous, comme le bassin d'Antibes, devaient se prolonger à l'Est du Var.
- Un domaine vésubien et mentonnais avec des séries assez semblables à celles des parties septentrionale et orientale du bassin : l'aire dauphinoise devait se prolonger au SE, bordant au N le domaine précédent, le reliant à l'E au diverticule tendasque défini par M. LANTEAUME (1968), et le contournant pour communiquer au S avec le prolongement du bassin d'Antibes. Ce dispositif paléogéographique a été profondément modifié par la suite.

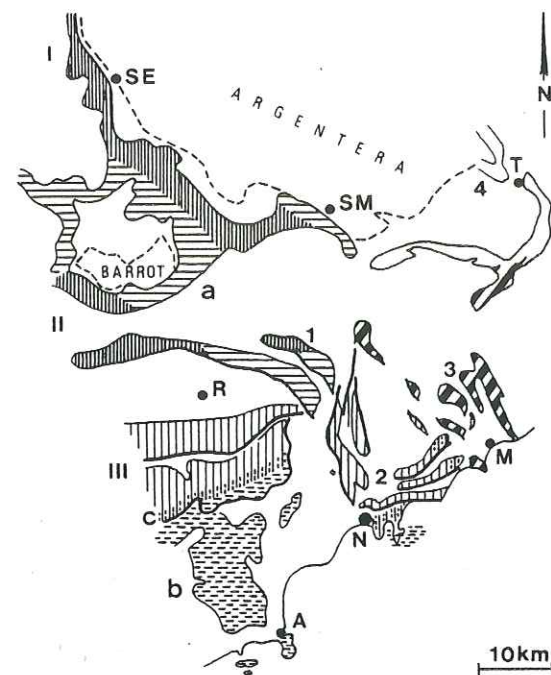


Fig.175 - Disposition actuelle des éléments de la paléogéographie jurassique dans l'arc de Nice.
 1 Domaine vésubien (affinités avec les faciès dauphinois), 2 Domaine niçois (affinités avec les faciès provençaux), 3 Domaine mentonnais (affinités avec le bassin d'Antibes et la région de Tende), 4 Diverticule et seuil tendasques - Zones hautes: I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis, III Plateau du Cheiron et des Baous (c flexure méridionale) - Aires subsidentes: a Bassin du Barrot, b Bassin d'Antibes - A Antibes, M Menton, N Nice, R Roquestéron, SM St-Martin-Vésubie, SE St-Etienne-de-Tinée, T Tende.

3) POSITION ACTUELLE DES ELEMENTS DU DISPOSITIF SEDIMENTAIRE ET ESQUISSE DES DEPLACEMENTS POSTERIEURS AU JURASSIQUE

Les domaines de sédimentation reconnus plus haut ne se sont pas comportés de façon identique après le Jurassique.

- Les déplacements sont importants dans le domaine niçois :
 - . Glissement des séries d'Aspremont et du Mt-Férion du N vers le SW.
 - . Empilement des séries de Peille et de la Turbie sur celles du cap Ferrat, du N vers le SW ou le S.
- Les déplacements sont importants dans le domaine vésubien :
 - . Fermeture de l'extrémité méridionale du bassin du Barrot, entre la structure de la Tinée (Picciarvet) et la zone haute de Léouvé-Daluis, accompagnant ou provoquant le chevauchement vers le S ou le SW du bassin du Barrot sur le plateau du Cheiron au Mt-Vial.
- Les déplacements dans le domaine mentonnais semblent moins importants si on considère les relations entre ce domaine et

la région située au S de Tende : les séries de Sospel et celles de Fontan (région considérée comme autochtone pour M. LANTEAUME 1968), semblables, ont dû s'élaborer dans la même aire de dépôt. Les relations entre le domaine mentonnais et le domaine niçois conduisent à envisager au contraire un rapprochement non négligeable de ces deux domaines. Actuellement, ils sont séparés par un contact anormal, parfois peu prononcé d'après J. VERNET, résultant d'un chevauchement vers le SW du domaine mentonnais (aux affinités dauphinoises) sur le domaine niçois (aux affinités provençales).

En résumé, d'après l'étude des terrains jurassiques, il semblerait que l'actuel arc de Nice résulte du morcellement d'un bassin jurassique comprenant plusieurs aires de dépôt. Les éléments du bassin fragmenté, déplacés les uns par rapport aux autres, se présentent aujourd'hui comme une mosaïque. Des déplacements d'ensemble (glissement de couverture) sont peu probables, car le dispositif sédimentaire jurassique aurait été mieux préservé.

La fragmentation tectonique du bassin jurassique a vraisemblablement été favorisée par la diversité des aires de dépôt, à la jonction des domaines provençal, dauphinois et subbriançonnais. Cette paléogéographie complexe, avec des variations de faciès rapides et des épaisseurs contrastées, aurait permis des comportements différents de ces aires de dépôt lors des déformations.

III - ESSAI D'UNE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE L'ENSEMBLE DU BASSIN JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES

- L'ensemble de l'arc de Nice devrait être déplacé vers l'E pour permettre le dépliement de l'extrémité S du bassin du Barrot ; la zone haute du Picciarvet retrouverait ainsi sa position sur la structure de la Tinée. L'espace nécessaire pour élargir ainsi le bassin du Barrot serait obtenu en dépliant le socle entre Barrot et Argentera vers le NE.
- Le domaine niçois serait élargi en direction du S, les unités du cap Ferrat (aux séries de type bassin d'Antibes) chevauchant à l'origine vers le N. A l'W du Var, un déplacement d'ensemble du bassin d'Antibes en direction du S est également envisagé pour rétablir une paléogéographie plus conforme au contexte provençal.
- Les unités d'Aspremont et du Mt-Férion (aux séries de type Cheiron) occuperaient une position plus septentrionale ; leur situation géographique actuelle peut résulter d'un entraînement d'ensemble du N vers l'W ou le SW au cours du déplacement évoqué plus haut pour le massif de l'Argentera.
- Les unités d'Eze et de la Turbie (aux séries de type Baous) devraient être également déplacées vers le N, pour se disposer en éventail ouvert à l'W ou au NW.
- Le domaine mentonnais, quant à lui, devrait occuper une situation plus orientale et serait peu déplacé par rapport au massif de l'Argentera.

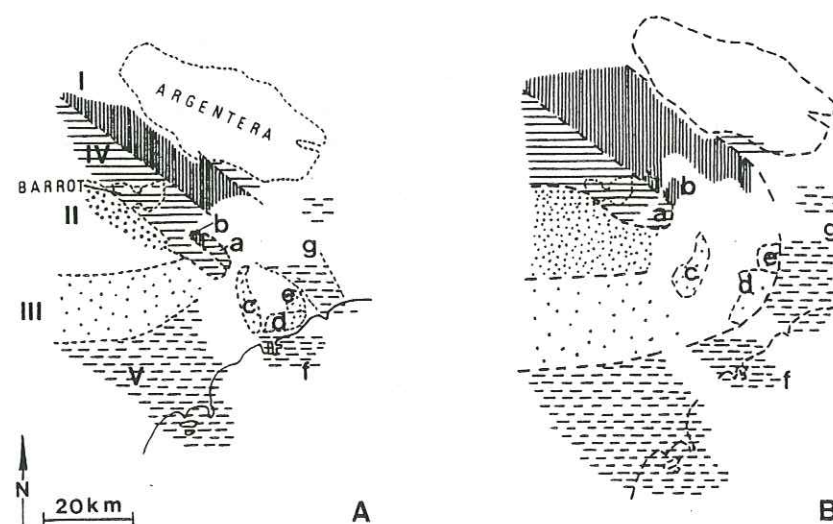


Fig.176 - Reconstitution du bassin jurassique des Alpes-Maritimes. A Paléogéographie d'après les affleurements actuels - B Paléogéographie proposée après déplacements - Zones hautes : I Structure de la Tinée, II Ride de Léouvé-Daluis, III Plateau du Cheiron et des Baous - Aires subsidentes : IV Bassin du Barrot, V Bassin d'Antibes - Arc de Nice : -Domaine vésubien (a Utelle, b Picciarvet) -Domaine niçois (c Aspremont et Férion, d Eze et la Turbie, e Peille, f Cap Ferrat) -Domaine mentonnais (g Sospel)

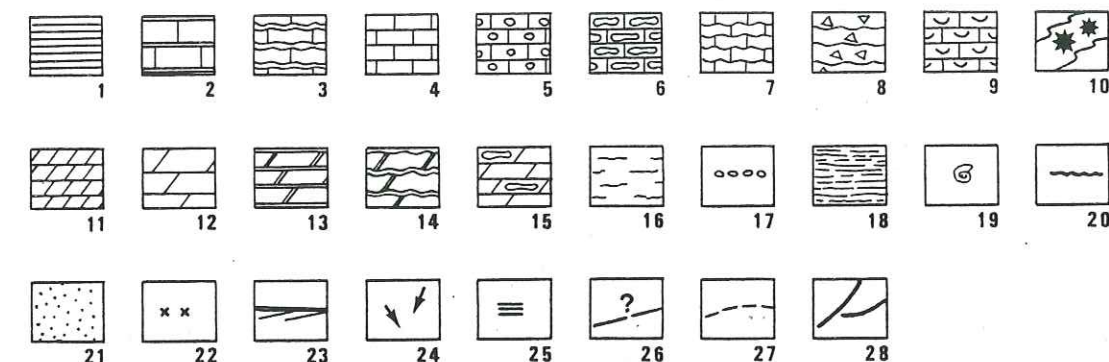
CONCLUSIONS GENERALES

SOMMAIRE

1 - L'histoire jurassique du bassin des Alpes-Maritimes ..	335
A-La différenciation structurale du bassin s'esquisse dès le Lias inférieur, s'accentue jusqu'au Lias moyen pour réaliser un premier dispositif sédimentaire persistant jusqu'au Bathonien	335
a - Le dispositif liasique et sa mise en place	337
Hettangien	337
Sinémurien inférieur	337
Lotharingien	339
Carixien et Domérien	339
En résumé	339
b - L'ennoyage du dispositif liasique	339
Toarcien	339
Aalénien	340
Bajocien	340
En résumé	341
B-Un deuxième dispositif sédimentaire s'individualise au Bathonien pour persister jusqu'au Crétacé, quelques éléments du dispositif liasique jouant de façon épisodique	341
a - Le dispositif bathonien et sa mise en place	341
Bathonien inférieur	341
Bathonien supérieur	343
En résumé	343
b - L'individualisation du nouveau dispositif sédimentaire s'accentue avec l'extension vers le S de l'aire de dépôt des terres noires	343
Callovien et Oxfordien inférieur	343
c - Ennoyage du nouveau dispositif et "discordance argovienne"	345
Oxfordien moyen	347
d - Régression fin-Jurassique	347
Oxfordien supérieur et Kimméridgien	347
Tithonique et Berriasien	348
En résumé	348
2 - Le contrôle tectonique : l'appartenance à la marge européenne de la Téthys	348
3 - L'organisation paléogéographique	350
a - L'accumulation sédimentaire serait un des facteurs ayant pu contrôler la morphologie sous-marine	350
b - La polarité des dispositifs sédimentaires, liasique et bathonien, est dans l'ensemble S-N, s'organisant de façon cohérente avec des milieux ouverts au N	351
c - La "lacune" entre l'Oxfordien inférieur et moyen..	352
d - Au S, l'existence d'une surface continentale au relief peu accusé peut être envisagée	353
4 - Les déformations postérieures au Jurassique	353
a - Une région occidentale peu tectonisée	354
b - Une région orientale très tectonisée	354
c - Le sens et l'importance des déplacements postérieurs au Jurassique	355

LEGENDE DES FIGURES

- A - Distribution actuelle des faciès
B - Paléogéographie présumée au Jurassique



1 Marnes, 2 Argilo-calcaires, 3 Argilo-calcaires grumeleux, 4 Calcaires micritiques, 5 Calcaires bioclastiques, 6 Calcaires à chailles, 7 Calcaires grumeleux rognoneux, 8 Calcaires grumeleux bréchiques, 9 Calcaires à gryphées, 10 Calcaires à polypiers, 11 Dolomies à grain fin, 12 Dolomies granulaires, 13 Dolomies à laminites, 14 Dolomies versicolores, 15 Dolomies à chailles, 16 Dépôts de faciès purbeckien, 17 Conglomérats, 18 Stromatolithes, 19 Ammonites, 20 Discontinuités de dépôt, 21 Absence de sédiment, 22 Subsidence plus forte, 23 Discordance, 24 Resédimentation, 25 Hauts-fonds, 26 Failles synsédimentaires, 27 Contours des zones isopiques, 28 Discontinuités tectoniques actuelles.

Dispositif liasique:

Zones hautes

- I - Structure de la Tinée
- II - Ride de Léouvé-Daluis
- III - Plateau sous-marin du Cheiron et des Baous

Zones subsidentes

- IV - Bassin du Barrot
- V - Bassin d'Antibes
- VI - Bassin de Menton

Dispositif bathonien:

- I - Domaine alpin profond
- II - Domaine provençal superficiel

A Antibes, G Grasse, Gu Guillaumes, M Menton, N Nice, R Roquestéron

L'étude des séries jurassiques des Alpes-Maritimes a permis, région par région, d'en préciser la stratigraphie, d'en reconstituer les modalités de sédimentation, de définir les principales aires de dépôt, et de proposer de nouveaux dispositifs sédimentaires.

Il a fallu prendre en compte des déplacements postérieurs au Jurassique pour tenter de reconstituer la paléogéographie de l'époque.

L'histoire jurassique du bassin des Alpes-Maritimes peut maintenant être résumée par une succession de cartes de faciès réalisées pour chaque étage. Etablies d'après la position actuelle des affleurements, ces cartes sont accompagnées de schémas proposant une paléogéographie possible avant les déformations alpines. Les grandes lignes structurales du bassin, avec leurs directions présumées au Jurassique, sont ensuite intégrées au contexte alpin et provençal.

A cette échelle, les séries jurassiques des Alpes-Maritimes apparaissent finalement peu puissantes, comparées à celles d'autres régions :

- Au S, environ 300 m pour l'ensemble jurassique niçois (700 à 800 m pour les seuls calcaires construits portlandiens en Provence) ;
- Au N, 500 à 800 m pour les séries du Barrot (plusieurs milliers de mètres pour les séries dauphinoises).

De ce point de vue, la totalité du bassin des Alpes-Maritimes peut donc être considérée comme une zone à sédimentation plutôt réduite au Jurassique. Les variations de puissance qu'on y observe n'ont qu'une signification modeste à l'échelle du bassin alpin où les épaisseurs sont contrastées (au Lias par exemple). Elles traduisent seulement les déformations modestes du substratum local, sans qu'on puisse véritablement mettre en cause une subsidence différentielle importante. Cette relative stabilité du tréfonds dans les Alpes-Maritimes, expliquerait la difficulté de retrouver sur le terrain les indices évidents d'une tectonique cassante synsédimentaire.

Aussi, dans les conclusions générales, comme dans les diverses interprétations qui les précèdent, les termes employés pour traduire les épaisseurs et leurs variations n'ont qu'une signification locale.

De l'évolution de la sédimentation au cours du Jurassique se dégagent quelques problèmes dont l'interprétation doit rester prudente compte-tenu des éléments réunis dans les Alpes-Maritimes. C'est le cas pour l'absence de sédiment du Rhétien au Bathonien sur le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous, ou pour la réduction des dépôts et la rareté des faunes entre l'Oxfordien inférieur et moyen dans tout le territoire situé au S du Barrot.

Cette partie S du bassin se singularise aussi par des faciès à affinités littorales, traduisant la pérennité d'un domaine méridional sub-émergé. Bordant au N et à l'E ces formations littorales, des constructions biologiques s'installent de façon épisodique (au Bathonien, au Portlandien-Berriasien). La

dolomitisation des séries dans ce domaine apparaît d'interprétation délicate : liée en partie à l'organisation du dispositif sédimentaire (éloignement du large pour les dolomies brunes à grain fin), elle pourrait aussi résulter d'effets d'isolement à l'abri des édifices construits (dolomies blanches à gros grain) ; les deux faciès dolomitiques auraient ainsi des origines différentes.

La dislocation du dispositif sédimentaire jurassique lors de l'orogénèse alpine apparaît, au terme de ce travail, comme la difficulté majeure à l'étude du système dans les Alpes-Maritimes. Les déformations du bassin jurassique résulteraient essentiellement d'un raccourcissement de l'ensemble de la couverture entre les Maures et l'Argentera ; les éléments du bassin ont été déplacés, parfois de façon importante, mais tous peuvent être retrouvés pour reconstituer un dispositif sédimentaire cohérent.

1 - L'HISTOIRE JURASSIQUE DU BASSIN DES ALPES-MARITIMES

A la fin du Trias, deux domaines de sédimentation sont individualisés : au N, dans la région Barrot-Argentera, les dépôts sont argilo-dolomitiques et fréquemment versicolores ; au S de cette région, les faciès apparaissent plus variés avec des marnes, des lignites, des calcaires à lamellibranches marins, et des dolomies à laminites.

La limite entre les deux aires de dépôt s'oriente sensiblement E-W, préfigurant de façon assez fruste l'organisation future du bassin. L'apport détritique quartzeux est partout présent, dans des formations d'épaisseur réduite et assez constante. A ce moment, le bassin n'est pas encore clairement organisé.

A - La différenciation structurale du bassin s'esquisse dès le Lias inférieur, s'accentue jusqu'au Lias moyen pour réaliser un premier dispositif sédimentaire persistant jusqu'au Bathonien

Ce premier dispositif est composé des éléments suivants :

- . Au S, une plate-forme superficielle subsidente (le bassin d'Antibes).
 - . En position intermédiaire, une zone haute sans sédiments ou sans dépôts conservés (le plateau sous-marin du Cheiron et des Baous).
 - . Au N, une aire subsidente (le bassin du Barrot), entre deux zones hautes (la structure de la Tinée au NE, la ride de Léouvé-Daluis au SW).
- (Le terme de "bassin" n'implique pas une sédimentation en milieu profond, mais une subsidence (donc une accumulation sédimentaire) relativement importante pour la région).

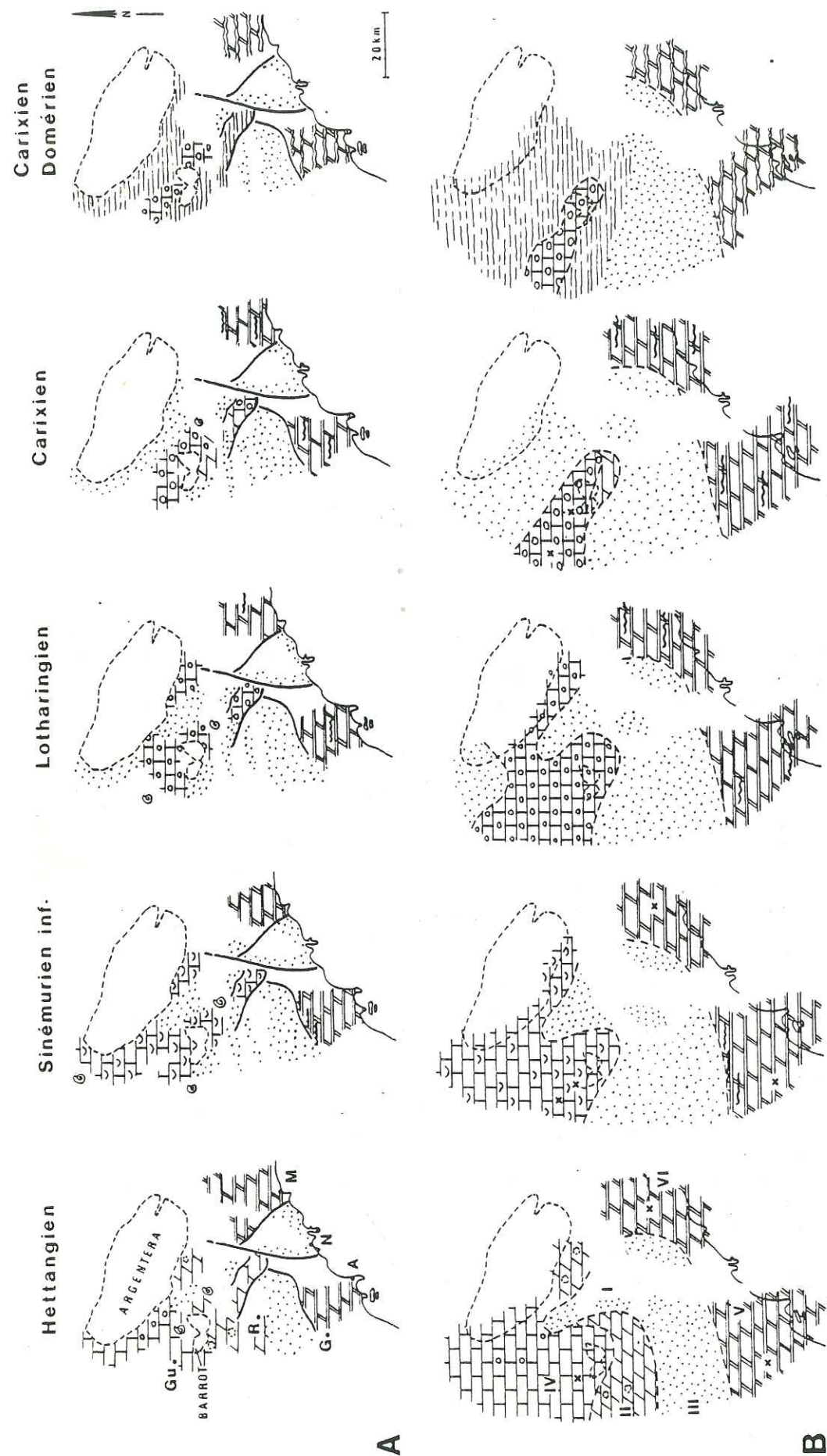


Fig.178 - La mise en place du dispositif liasique et l'extension généralisée des zones dépourvues de dépôt au Lias moyen.

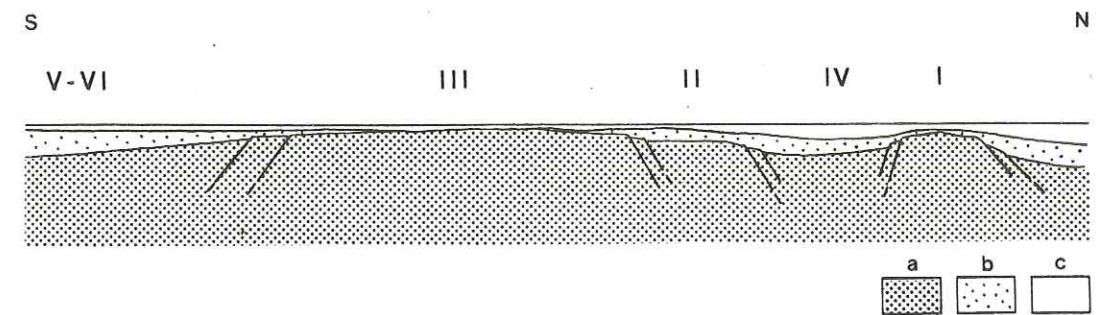


Fig.177 - Le premier dispositif sédimentaire (Lias à Bathonien)
a substratum, b accumulation sédimentaire, c tranche d'eau - I structure de la Tinée, II ride de Léouvé-Daluis, III plateau sous-marin du Cheiron et des Baous, IV bassin du Barrot, V bassin d'Antibes, VI bassin de Menton.
(Echelles non respectées)

a - Le dispositif liasique et sa mise en place (Fig.178)

Hettangien

La carte de faciès montre l'existence d'une zone haute sans dépôt (le plateau du Cheiron et des Baous III), fragmentée au niveau de l'arc de Nice, bordée au S (bassin d'Antibes V) et à l'E (bassin mentonnais VI) par des aires subsidentes où se déposent en milieu marin très superficiel des dolomies azoïques à laminites.

Au N de ce plateau, parallèlement à l'Argentera, une zone subsidente aux dépôts calcaires et fossilifères, annonce le futur bassin du Barrot (IV). De part et d'autre de ce sillon structural, les dépôts, absents ou réduits et occasionnellement bioclastiques, jalonnent déjà les futures zones hautes de la Tinée (I) et de Léouvé-Daluis (II). Le schéma paléogéographique suggère un raccordement du plateau du Cheiron et des Baous avec les structures hautes discontinues du Barrot et une liaison entre les bassins d'Antibes et de Menton.

Dès l'Hettangien, tous les éléments de la paléogéographie sont ébauchés et leur individualisation apparaît clairement liée au jeu de deux directions structurales :

- Une direction provençale E-W déjà active, responsable de la formation du plateau du Cheiron et des Baous et des bassins d'Antibes et de Menton.
- Une direction alpine NW-SE, parallèle aux domaines ultra-dauphinois et briançonnais, encore peu active mais déjà perceptible.

Sinémurien inférieur

Le dispositif mis en place à l'Hettangien se précise. La ride de Léouvé-Daluis apparaît plus nettement sur la carte de faciès, la zone haute de la Tinée commence à se former avec l'agrandissement du bombement de St-Sauveur ; le bassin du Barrot, colonisé par les gryphées, est mieux individualisé.

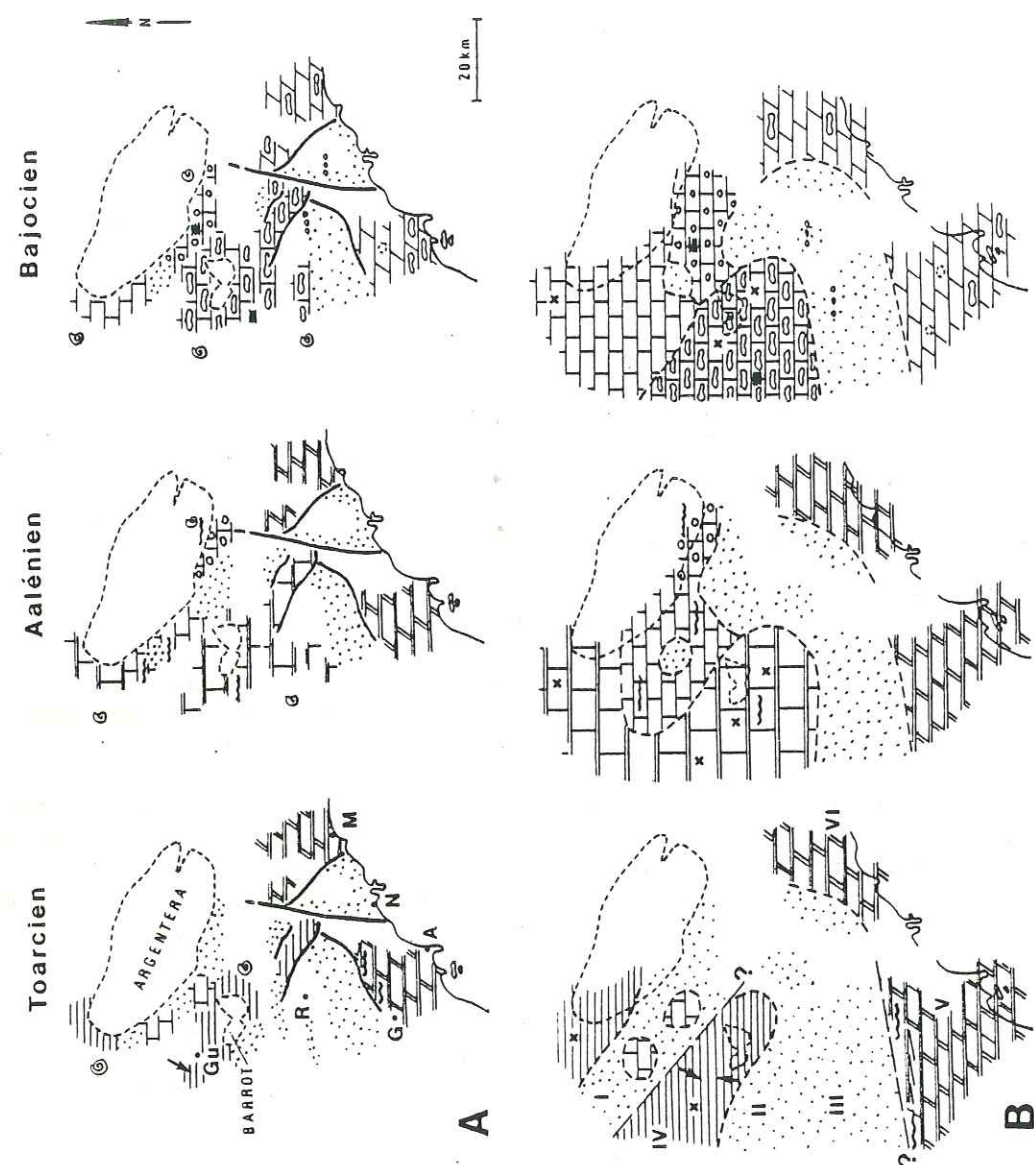


Fig. 179 - Ennoyage du dispositif liasique et diminution progressive des aires dépourvues de dépôt après le Lias moyen.

Conclusions générales

Le plateau du Cheiron et des Baous, élargi vers le N, serait séparé du bassin d'Antibes aux dépôts dolomitiques par une zone de flexuration où les sédiments sont réduits et discontinus (?).

Les aires subsidentes coïncident avec celles de l'Hettangien et la reconstitution paléogéographique montre simplement une accentuation du dispositif par suite d'un rejeu plus actif des structures NW-SE.

Lotharingien

La zone haute de la Tinée est presque complètement formée, le bassin du Barrot a la même extension qu'au Sinémurien inférieur, et la sédimentation pourrait être plus discontinue dans les bassins d'Antibes et de Menton. La ride de Léouvé-Daluis et le plateau du Cheiron et des Baous sont toujours dépourvus de sédiments.

Carixien et Domérien

La zone haute de la Tinée forme au Carixien un seuil structural pour la première fois continu, parallèle à l'Argentera. Le bassin du Barrot, toujours subsident, apparaît étroit et plus ou moins isolé avec des faciès de confinement sur une de ses bordures.

Les croûtes stromatolithiques, jusque-là cantonnées aux zones hautes, s'étendent au Carixien-Domérien pour occuper l'emplacement du bassin du Barrot. Une grande partie de la région Barrot-Argentera est alors sub-émergée ; au S, certains faciès versicolores des bassins d'Antibes et de Menton correspondraient à ce même épisode.

La paléogéographie s'est simplifiée, opposant un domaine septentrional peu subsident et un domaine méridional encore en affaissement, la profondeur étant partout très faible. Entre ces deux aires de dépôt, le plateau du Cheiron et des Baous est toujours sans sédiment. Le dispositif paléogéographique s'oriente donc E-W, en relation avec une activité plus nette des structures provençales, ou un certain répit des structures alpines NW-SE.

En résumé, le dispositif sédimentaire suivant s'est esquissé à l'Hettangien : une aire E-W peu subsidente, avec des dépôts peu épais ou pas de dépôt, séparait deux aires subsidentes ("bassins") au N et au S. La sédimentation s'effectuait partout en environnement peu profond de plate-forme carbonatée. Ce dispositif s'affirme au Sinémurien inférieur et au Lotharingien, pour se réaliser au Carixien-Domérien. Sa mise en place semble donc résulter d'une déformation continue du tréfonds, sous l'influence de deux directions structurales, E-W et NW-SE. La profondeur diminue constamment, favorisant l'installation de croûtes stromatolithiques sur de grandes étendues ; le terme de cette évolution paléogéographique est atteint au Lias moyen.

b - L'ennoyage du dispositif liasique (Fig. 179)

Toarcien

Les dépôts, jusque-là de faciès provençal sur l'ensemble du territoire présentent un faciès proche du faciès dauphinois à partir du Toarcien ; argileux, assez épais et fossilifères, ils se localisent toutefois dans le bassin du Barrot. La reprise de subsidence dans cette région paraît liée au rejeu des struc-

tures NW-SE qui individualisent à nouveau vigoureusement les zones hautes enserrant le bassin du Barrot. La déformation du substratum évoque une flexure passant à des failles en bordure des zones hautes.

Les reliefs, formés par le jeu de ces cassures, sont démantelés et les produits d'érosion s'accumulent dans les points bas du bassin (Guillaumes).

La subsidence reprend aussi (?) dans les bassins d'Antibes et de Menton. En bordure méridionale du plateau du Cheiron et des Baous, aire sans dépôt, très peu profonde et toujours maintenue en position haute, des discontinuités de sédimentation, des érosions et des discordances pourraient correspondre à cet épisode de déformation.

Après une période de relatif répit tectonique conduisant à un comblement du bassin et à une certaine uniformisation des faciès, le dispositif liasique est donc réactivé au Toarcien.

Aalénien

La structure haute de la Tinée est partiellement ennoyée à l'Aalénien par des dépôts réduits et de faciès argilo-calcaires assez comparables à ceux qui s'accumulent au même moment dans le bassin du Barrot ; malgré un certain approfondissement, cette structure haute demeure donc peu subsidente à l'Aalénien.

La ride de Léouvé-Daluis est plus discrète dans la paléogéographie où elle se manifeste seulement par des discontinuités. Le plateau du Cheiron et des Baous retrouve à l'Aalénien une extension comparable à celle qu'il avait à l'Hettangien. Quant aux bassins d'Antibes et de Menton, leur affaissement au début du Dogger peut aussi être envisagé (?).

Les structures NW-SE, vigoureusement actives au Toarcien, paraissent moins influentes à l'Aalénien et l'extension des faciès à ammonites résulterait d'un enfoncement d'ensemble du bâti structural, au moins dans la partie N du bassin. Un changement dans le milieu semble donc intervenir : au Lias inférieur, la subsidence est compensée par la sédimentation (le milieu ne s'approfondit pas), à partir du Lias supérieur, subsidence plus forte, épaisseurs plus grandes, milieu moins superficiel.

Bajocien

L'ennoyage du N du bassin se poursuit au Bajocien. La structure de la Tinée persiste cependant avec des faciès particuliers et des séries réduites, les aires dépourvues de sédiment y étant moins étendues qu'à l'Aalénien. La subsidence, toujours prononcée dans le bassin du Barrot, est modérée sur la ride de Léouvé-Daluis.

Le dispositif sédimentaire conserve la même organisation jusqu'au Bajocien supérieur ; à ce moment, un rejeu positif des structures NW-SE est responsable du développement de faciès de faible profondeur sur les anciennes zones hautes réactivées.

Dans les bassins d'Antibes et de Menton, l'ennoyage aalénien-bajocien se traduirait par un changement de faciès (dépôts moins azoïques, plus granulaires, et renfermant des accidents siliceux). Ces aires de dépôt sont toujours séparées de la région Barrot-Argentera par le plateau du Cheiron et des Baous qui demeure à la fin du Bajocien la seule aire dépourvue de sédiments. A ce moment, la paléogéographie est composée des mêmes éléments qu'à l'Hettangien.

En résumé, du Lias moyen au Bajocien supérieur, les zones de bassin sont régulièrement subsidentes, et les structures hautes, qui jouent de façon continue jusqu'au Carixien, ne se manifestent plus qu'épisodiquement au Toarcien et au Bajocien supérieur.

D'un point de vue paléogéographique, on assiste à un ennoyage du dispositif sédimentaire avec une diminution progressive de la superficie des aires sans dépôt, traduisant le début d'une subsidence généralisée du bassin.

B - Un deuxième dispositif sédimentaire s'individualise au Bathonien pour persister jusqu'au Crétacé, quelques éléments du dispositif liasique jouant de façon épisodique

Ce second dispositif est composé de deux aires de dépôt :

- . Au N du Var, un bassin plus profond aux sédiments plus argileux et d'affinités dauphinoises, subsident jusqu'à l'Oxfordien (le domaine alpin I).
- . Au S du Var, une plate-forme peu profonde aux dépôts de faciès provençal, assez subsidente après l'Oxfordien (le domaine provençal II).

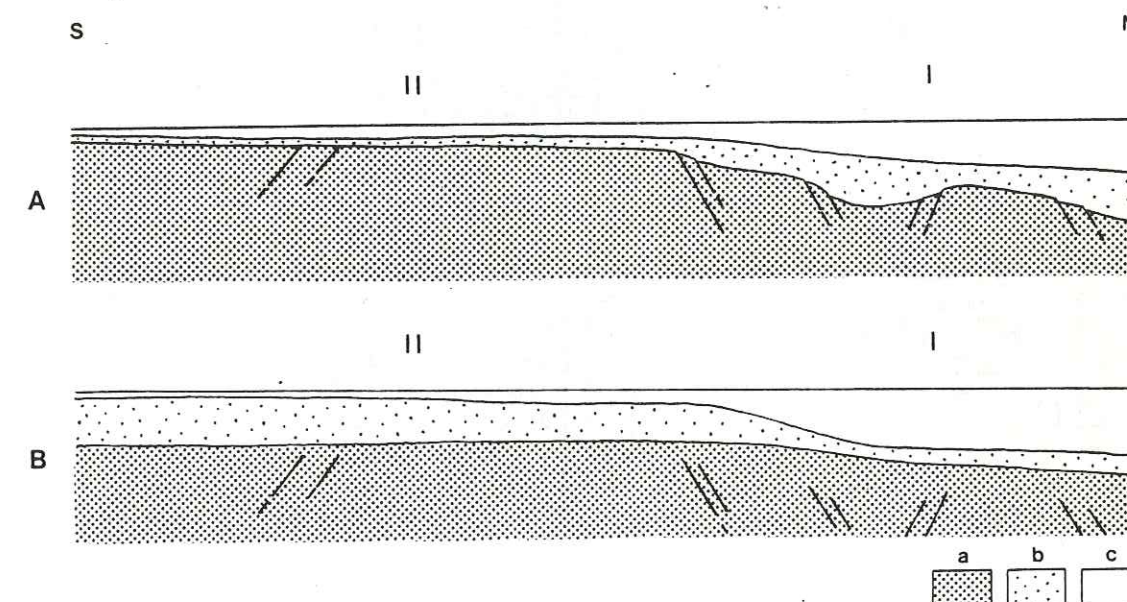


Fig.180 - Le second dispositif sédimentaire
A - Du Bathonien à l'Oxfordien moyen
B - De l'Oxfordien moyen à la fin du Jurassique
a substratum, b accumulation sédimentaire, c tranche d'eau
I domaine alpin profond, II domaine provençal superficiel
(Echelles non respectées)

a - Le dispositif bathonien et sa mise en place (Fig. 181)

Bathonien inférieur

L'ennoyage du dispositif liasique, déjà très net au Bajocien, s'accroît au Bathonien inférieur. La zone haute de la Tinée

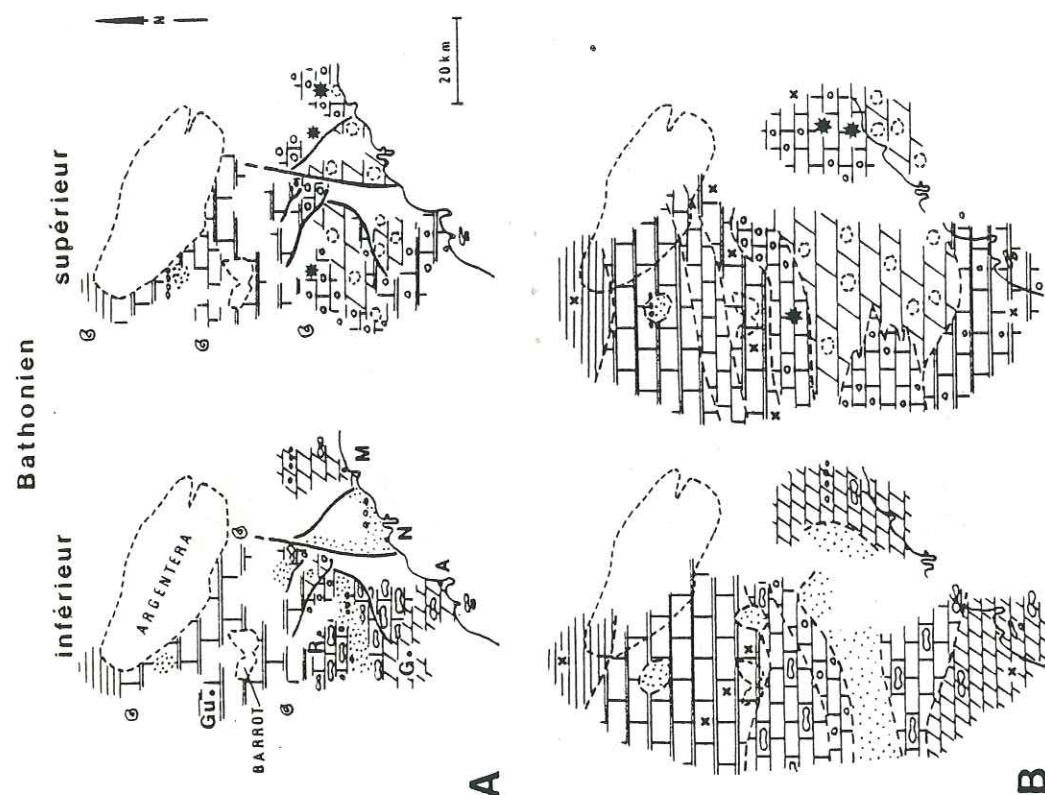


Fig.181 - La mise en place du dispositif bathonien; les structures liasiques (E-W et NW-SE) sont encore identifiables

et la ride de Léouvé-Daluis ne se manifestent plus que par des épaisseurs moins importantes, et les sédiments y présentent des faciès comparables à ceux des dépôts s'accumulant dans le bassin du Barrot toujours subsident. Dans la partie N du territoire, le dispositif liasique est donc encore actif et on assiste à une uniformisation de l'environnement de dépôt.

Au S, les zones hautes sont en partie envasées : des dépôts peu épais, d'eaux peu profondes, se déposent sur les bordures N et S du plateau du Cheiron et des Baous, les aires dépourvues de sédiments apparaissant alors plus étroites. Dans le bassin d'Antibes, les dépôts, toujours épais, s'élaborent pour la première fois en mer ouverte ; la profondeur y demeure faible, les émergences et érosions fréquentes. Le dispositif liasique, presque ennoyé, est donc également encore actif au S du territoire.

La paléogéographie au Bathonien inférieur serait assez semblable à celle du Bajocien, avec seulement des aires sans dépôts moins étendues et des faciès plus argileux au N.

Bathonien supérieur

Pour la première fois au Jurassique, les sédiments sont partout conservés dans le bassin des Alpes-Maritimes. L'ennoyage du dispositif liasique est maintenant réalisé.

Au N du territoire, les aires à sédimentation réduite occupent des domaines de dépôt jusque-là maintenus en position haute (structure de la Tinée) ou constamment effondrés (N du bassin du Barrot). Des émergences traduisent un net mouvement positif de ces régions, encadrées par des zones de subsidence au NE (domaine ultra-dauphinois) et au SW (partie S du bassin du Barrot).

Au S du territoire, le bassin d'Antibes est le seul élément du dispositif liasique encore identifiable. Sur l'emplacement du plateau du Cheiron et des Baous, des dolomies s'élaborent en arrière d'édifices construits bien conservés au N et à l'E, le bassin de Menton ayant disparu dans la paléogéographie.

En résumé, un nouveau dispositif sédimentaire s'organise de façon originale au Bathonien supérieur. Ses directions structurales paraissent encore assez floues, la dispersion géographique des zones subsidentes traduisant plutôt un enfoncement généralisé du tréfonds.

D'un point de vue paléogéographique, une jonction pourrait être envisagée entre le domaine méridional aux dépôts néritiques, et la zone haute Barrot-Tinée localement émergée. Suivant cette hypothèse, les milieux peu profonds se disposeraient selon des directions E-W (provençale) et NW-SE (alpine).

- b - L'individualisation du nouveau dispositif sédimentaire s'accroît avec l'extension vers le S de l'aire de dépôt des terres noires (Fig.182)

Callovien et Oxfordien inférieur

Les "terres noires" apparaissent au Bathonien à l'extrémité NW de l'Argentera, près du domaine ultra-dauphinois.

Dès la base du Callovien, elles occupent la partie N du territoire et leur extension vers le S se stabilise au Callovien moyen par suite de la formation d'une ride non subsidente orientée SW-NE en bordure méridionale du Barrot. Les

terres noires recouvrent cette ride au Callovien supérieur, pour atteindre la vallée de l'Estéron à la base de l'Oxfordien. Leur extension vers le S n'est donc pas régulière.

Au N, de rares jalons biostratigraphiques semblent indiquer une continuité de dépôt des terres noires du Callovien basal à l'Oxfordien moyen dans la zone de subsidence maximum (au N du Barrot). Sur les zones moins affaissées (au S et à l'E du Barrot), parfois jalonnées de croûtes ferrugineuses, le sommet (ou la totalité) de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen sont réduits ou ne sont pas caractérisés.

Au S, les dépôts, plus carbonatés (plate-forme externe), se disposent en auréoles entre l'aire occupée par les terres noires et une aire à sédimentation dolomitique (plate-forme interne) installée en permanence au S et à l'E. Quelque soit le faciès, les épaisseurs sont partout comparables au même moment, la sédimentation continue du Callovien à l'Oxfordien, et la subsidence, très faible au Callovien supérieur, est pratiquement inexistante dès la base de l'Oxfordien inférieur. Dans les premiers dépôts oxfordiens, réduits à quelques décimètres, les éléments faunistiques manquent ou ne sont pas caractéristiques; les observations de nature sédimentologique n'indiquent pas toujours clairement l'existence de discontinuités après la base de l'Oxfordien inférieur seule bien datée.

D'un point de vue structural, deux domaines peuvent être reconnus :

- Au N (Barrot-Argentera), les zones hautes et les aires subsidentes s'orientent SW-NE (direction bathonienne) et NW-SE (direction liasique qui a pu rejouer). Les structures hautes en se recoupant déterminent un coin subsident où se piègent les apports détritiques. Dans la zone effondrée, la sédimentation serait assez continue; à proximité des structures hautes, la continuité de dépôt est difficile à prouver à partir de l'Oxfordien inférieur.
- Le S du territoire se comporte au contraire comme une entité structurale, le déplacement des faciès et les réductions d'épaisseurs pouvant être liés à un enfoncement ou une stabilité d'ensemble du bâti.

D'un point de vue paléogéographique, deux domaines s'opposeraient aussi à cette époque :

- Un domaine septentrional (alpin), ouvert et sans doute assez profond, au substratum fragmenté en blocs plus ou moins affaissés.
- Un domaine méridional (provençal), moins profond, où l'influence de la mer ouverte s'estompe vers le S, et dont le substratum, non faillé, s'enfonce ou s'immobilise dans son ensemble.

La différence de comportement entre ces deux domaines apparaissant le plus clairement au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur, un épisode tectonique important se produit vraisemblablement à ce moment dans l'évolution du dispositif sédimentaire mis en place au Bathonien.

c - Ennoyage du nouveau dispositif et "discordance argovienne" (Fig.182)

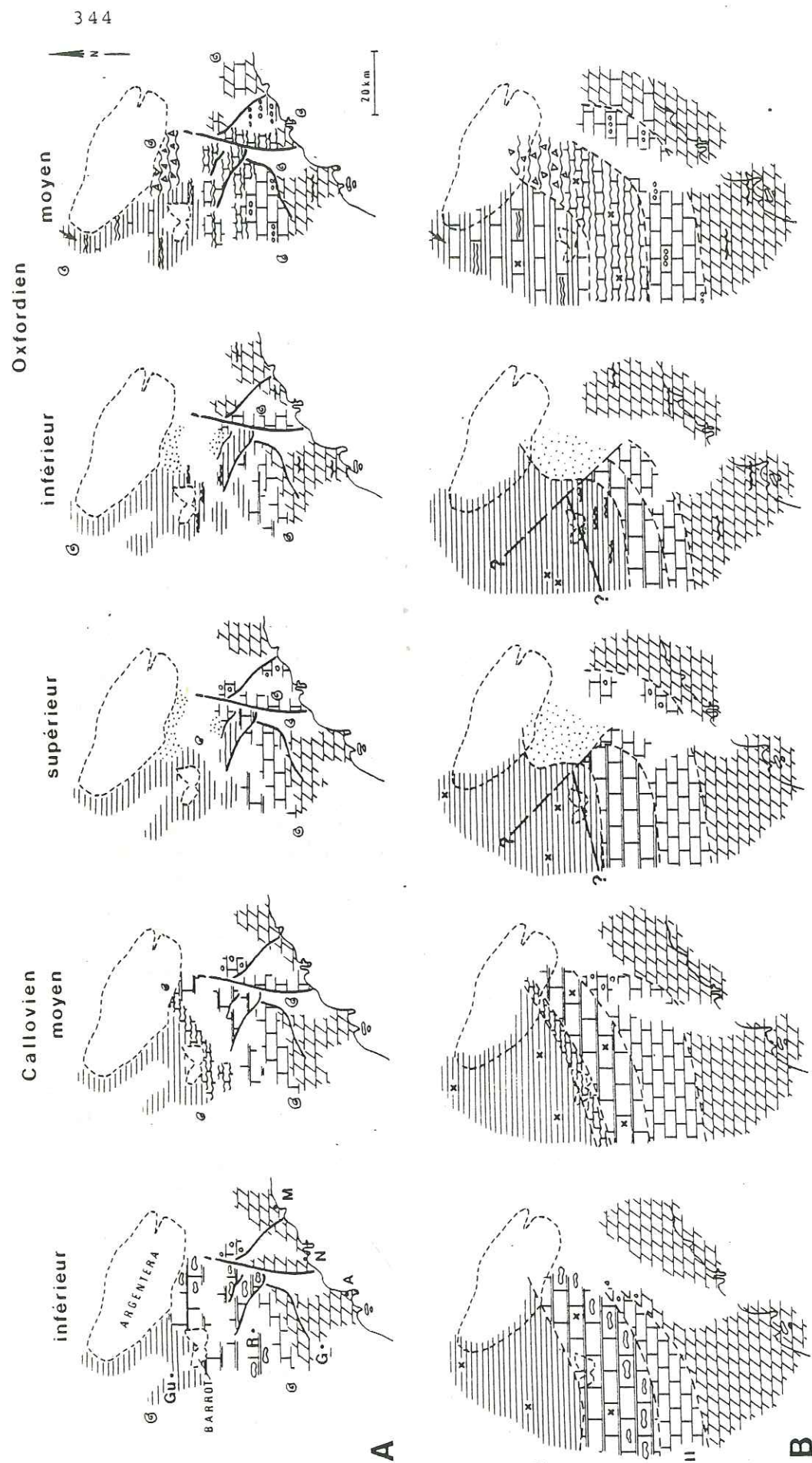


Fig.182 - Rejeu des structures liasiques (NW-SE) et bathoniennes (E-W) au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien; cet épisode de déformation est scellé à l'Oxfordien moyen.

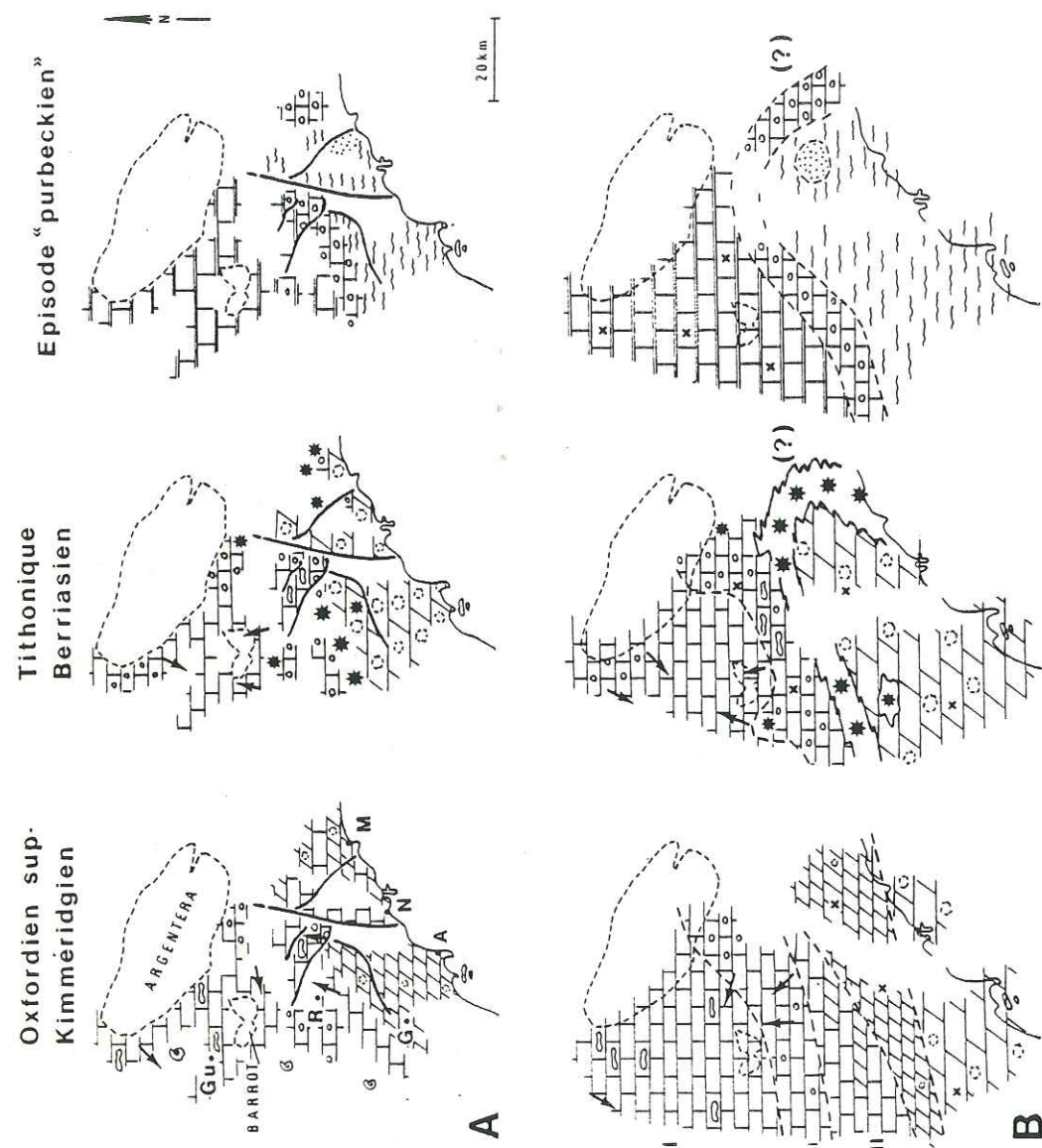


Fig.183 - Régression fin-Jurassique; renversements de subsidence au Jurassique supérieur et au début du Crétacé.

Conclusions générales

Oxfordien moyen

Les dépôts de l'Oxfordien moyen, souvent riches en ammonites, sont conservés sur la totalité du bassin. Ils recouvrent des sédiments du sommet de l'Oxfordien inférieur (au N du Barrot), de la base de ce sous-étage (si on ne tient compte que des faunes caractéristiques) dans les arcs de Castellane et de Nice, et du Callovien moyen en bordure S de l'Argentera et peut-être à l'E de l'arc de Nice.

A cette échelle, les formations de l'Oxfordien moyen apparaissent "discordantes" ; les milieux de dépôts sont franchement marins et semblent "transgressifs", les calcaires à céphalopodes repoussant les dolomies au S et à l'E. Confirmant la possibilité d'un épisode tectonique à la fin du Callovien, le dispositif sédimentaire, fortement différencié et faillé à l'Oxfordien inférieur, serait donc scellé à l'Oxfordien moyen.

La répartition des faciès et la localisation des zones de subsidence semblent induites par certaines structures liasiqes : les dépôts grumeleux, nettement plus épais et plus argileux à l'emplacement du bassin du Barrot, sont réduits, calcaires, glauconieux et conglomératiques sur le plateau du Cheiron et des Baous ; les dolomies se localisent dans les bassins d'Antibes et de Menton ; les brèches de resédimentation occupent une partie de la structure de la Tinée. Mais la ressemblance avec le bassin liasique est plus paléogéographique que structurale : les bassins d'Antibes et de Menton ne sont plus subsidents, la structure de la Tinée s'est au contraire effondrée, seule une partie du bassin du Barrot aurait joué comme au Lias. Quant aux milieux de dépôt, ils indiquent une profondeur partout importante au N du territoire et progressivement plus faible au S et à l'E. La paléogéographie s'organise donc à l'Oxfordien moyen conformément au dispositif mis en place au Bathonien, et sa diversité pourrait être le fait d'un certain jeu des blocs liasiqes ?

d - Régression fin - Jurassique (Fig.183)

Oxfordien supérieur et Kimméridgien

La disparition de l'apport détritique à l'Oxfordien supérieur coïncide avec un renversement de la subsidence : l'enfoncement du substratum, localisé au domaine alpin depuis le Bathonien supérieur, affecte maintenant le domaine provençal dans son ensemble.

Au N du territoire, les dépôts sont peu épais et les faciès indiquent des milieux franchement ouverts. Les sédiments glissés, plus fréquents qu'à toutes les autres époques du Jurassique, montrent l'existence de pentes sous-marines ; la répartition géographique de ces pentes se superpose à celle des accumulations de matériel grumeleux à l'Oxfordien moyen. Au S, des séries épaisses se déposent en milieu peu profond, la différenciation des faciès semblant essentiellement liée à l'éloignement du large.

Le bassin est donc composé d'un domaine alpin profond, ouvert et peu subsident (au N), et d'un domaine provençal très peu profond, moins ouvert et assez subsident (au S). D'un point de vue paléogéographique, le dispositif sédimentaire mis en place au Bathonien est peu modifié. D'un point de vue structural, le renversement de la subsidence traduirait d'import-

tants changements dans le comportement du tréfonds, prémices (?) de l'épisode tectonique fin-Jurassique.

Tithonique et Berriasien

Des constructions récifales s'édifient en bordure N et E du domaine provençal toujours fortement subsident.

Au N, dans le domaine alpin, des flots moins profonds apparaissent à l'approche des constructions, jalonnant les anciennes zones hautes liasiques. Le caractère récifal y est peu caractéristique, et une grande partie du matériel benthique qui s'y trouve pourrait être redéposée. Dans la partie la plus septentrionale du bassin, la profondeur demeure importante, les dépôts continus, et l'apport argileux envase progressivement les pentes sous-marines qui jouent encore un rôle déterminant dans la sédimentation. Au Crétacé inférieur, la subsidence est à nouveau très forte dans tout ce domaine alpin.

Au S, l'"arc" récifal, assez étroit, pourrait être continu, isolant une aire à sédimentation dolomitique qui couvre tout le domaine provençal. L'enfoncement du substratum cessant au Berriasien (?), cette partie du bassin, déjà très peu profonde, est rapidement comblée par des dépôts de faciès purbeckien, et émerge en de nombreux points.

La répartition de ce faciès moule étroitement celle des dolomies récifales, l'emplacement des édifices construits étant jalonné par des flots émergés ou des goulets communiquant avec le large. Au Crétacé inférieur, la subsidence est pratiquement inexistante dans tout ce domaine provençal.

En résumé, la régression fin-Jurassique résulterait d'une subsidence différentielle entre les domaines alpins et provençaux apparus au Bathonien. Un renversement de la subsidence se produit après l'épisode callovo-oxfordien, individualisant un bloc provençal "fortement" subsident mais où l'affaissement est compensé par la sédimentation de sorte que le milieu ne s'approfondit pas et reste en eau superficielle, la partie alpine du bassin présentant le comportement inverse.

L'opposition entre les deux domaines est très prononcée au début du Crétacé, par suite d'un nouveau renversement de subsidence qui maintient le domaine provençal en position haute. C'est avec cet épisode tectonique important que s'achève l'histoire jurassique du bassin des Alpes-Maritimes.

2 - LE CONTRÔLE TECTONIQUE : L'APPARTENANCE A LA MARGE EUROPEENNE DE LA TETHYS

Jusqu'au Bathonien, le contrôle tectonique (exprimé par une subsidence différentielle) paraît le principal responsable de la mise en place du premier dispositif sédimentaire (liasique). Cette subsidence, et la morphologie résultante du fond, serait induite par des fractures du tréfonds individualisant des panneaux plus ou moins affaissés les uns par rapport aux autres, suivant deux directions aujourd'hui E-W et NW-SE. Ces deux directions n'ont pas eu la même activité suivant les moments.

Après le Bathonien, le jeu des blocs liasiques est moins net et un second dispositif sédimentaire, plus simple,

oppose un domaine alpin (au N) à un domaine provençal (au S). La mise en place du dispositif bathonien résulte d'un affaissement d'ensemble du substratum, s'accompagnant d'un approfondissement de la partie alpine du bassin, progressivement ennoyée par l'apport détritique argileux. Dans la partie provençale, l'enfoncement du substratum est également prononcé (excepté au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur) mais la profondeur demeure assez faible.

Dans les Alpes-Maritimes, on voit donc, au Jurassique, se succéder deux styles tectoniques différents :

- 1 - Des déformations localisées conduisant à un morcellement du tréfonds en panneaux plus ou moins affaissés (horst-graben), entre le Sinémurien inférieur et le Bathonien.
- 2 - Une déformation d'ensemble du bâti se traduisant à partir du Bathonien supérieur par un affaissement général non compensé par l'accumulation sédimentaire et donc un certain approfondissement.

Une évolution tectono-sédimentaire très semblable a été décrite dans les domaines dauphinois, briançonnais et piémontais, au N du territoire étudié. Actuellement, la succession de ces deux types de déformation au Jurassique est interprétée (P.C. de GRACIANSKY et M. LEMOINE 1980, M. LEMOINE 1982), comme traduisant les stades essentiels de l'évolution d'une marge continentale passive (la marge européenne de la Téthys), avant et au début de l'expansion océanique du segment ligure, marquée par la mise en place d'ophiolites à partir du Callovo-Oxfordien.

Cette expansion est annoncée par un épisode de rifting qui, suivant les points, débute plus ou moins tôt, dès l'Hettangien-Sinémurien (T. DUMONT et al 1982), pour persister durant une grande partie du Lias (P.C. de GRACIANSKY et al 1979) et parfois du Dogger (M. BOURBON et al 1980). Ce rifting conduit à un découpage du socle en "blocs basculés" (M. LEMOINE 1982) par des failles normales synsédimentaires de rejet parfois important (J.C. BARFETY et M. GIDON 1981), s'organisant suivant un réseau N-S et SW-NE (direction cévenole). Les séries liasiques, très épaisses et assez complètes sur les blocs effondrés, sont réduites et très incomplètes sur les blocs moins affaissés dont certains pourraient correspondre aujourd'hui aux massifs cristallins externes (M. LEMOINE et al 1981).

Dans les Alpes-Maritimes, les déformations entre Lias et Bathonien rentreraient bien dans le cadre du rifting téthysien : un compartimentage du tréfonds qui s'effectue ici suivant des directions de fractures E-W et NW-SE. Ces directions, obliques ou orthogonales à la direction cévenole, peuvent être considérées comme des directions jurassiques, les terrains plus anciens (Permien du Barrot et de l'Argentera) n'ayant pas subi de rotation importante d'après les données paléomagnétiques (S. BOGDANOFF et J.J. SCHOTT 1977).

Au Lias et au début du Dogger, le bassin alpin français était donc charpenté par un réseau de failles SW-NE et N-S (dans sa partie septentrionale) et NW-SE (dans sa partie méridionale), préfigurant la courbure du futur arc alpin ; le domaine provençal quant à lui, était structuré E-W. Le schéma proposé par A.F. BAUDRIMONT et P. DUBOIS (1977) se trouve ainsi vérifié et complété dans sa partie orientale.

- La fin du rifting téthysien et le début de l'expansion océanique sont marqués (M. LEMOINE 1982) par un affaissement rapide de la marge qui se traduit par une subsidence de l'ensemble du tréfonds et un approfondissement brutal prouvé par le développement des faciès pélagiques. Suivant les points, l'affaissement débute plus ou moins tôt : du Toarcien-Bajocien (en certains endroits du domaine dauphinois), au Callovien (dans le domaine briançonnais).

Dans les Alpes-Maritimes, on assiste à une subsidence généralisée au Bathonien supérieur-Callovien, avec la mise en place d'un dispositif sédimentaire différent de celui du Lias-Bajocien qui se trouve ainsi scellé par des sédiments couvrant l'ensemble du territoire pour la première fois au Jurassique. L'approfondissement est moins net que dans les régions voisines, mais l'extension géographique des faciès à ammonites au Callovien pourrait lui correspondre.

- En résumé, l'évolution de la sédimentation jurassique dans les Alpes-Maritimes s'intègre bien à celle du domaine alpin français, actuellement considéré comme appartenant à la marge européenne passive de la Téthys. Il est possible d'y retrouver les indices d'une ouverture du "segment ligure de la Téthys", entre les blocs "européen" et "apulo-adriatique" tels qu'ils sont définis par D. BERNOULLI et M. LEMOINE (1980).

3 - L'ORGANISATION PALEOGEOGRAPHIQUE

a - L'accumulation sédimentaire serait un des facteurs ayant pu contrôler la morphologie sous-marine

La morphologie sous-marine (le niveau du fond correspondant au niveau de la sédimentation) n'est pas toujours en relation avec la structure du soubassement, les aires en affaissement n'étant pas nécessairement les plus profondes.

- Dans le domaine provençal (après l'Oxfordien moyen), l'accumulation sédimentaire est importante. Des séries dolomitiques épaisses s'élaborent dans des milieux marins superficiels. Ce bloc en affaissement correspond donc à un domaine paléogéographique très peu profond.
- Dans le domaine alpin (après l'Oxfordien moyen), l'accumulation sédimentaire est faible. Les séries du Barrot, à éléments pélagiques et peu épaisses, se forment dans des milieux marins profonds. L'affaissement du substratum, plus modeste que dans le domaine provençal au même moment, n'est pas compensé par l'accumulation de sédiments, ce qui augmente la profondeur.
- Ces deux domaines (affaîssé au S, moins affaîssé au N) correspondent à deux morphologies sous-marines (superficielle au S, profonde au N) qui sont reliées par des pentes, lieux de glissements en direction du domaine le plus profond (et le moins subsident).

Il y a donc, dans ce cas, une relative indépendance entre la structure du soubassement et une morphologie sous-marine plutôt contrôlée par l'accumulation sédimentaire.

A d'autres moments par contre, une relation directe peut être établie entre structure du tréfonds et morphologie :

dans la région Barrot-Argentera, les hauts-fonds émergés au Lias-Dogger se développent sur les blocs moins affaîssés (structure de la Tinée), la profondeur demeurant plus importante entre ces hauts-fonds à l'aplomb des aires effondrées (bassin du Barrot). L'accumulation sédimentaire ne compense pas les variations de subsidence, la morphologie sous-marine est dans ce cas plutôt induite par les structures du soubassement.

En résumé, bien qu'elle ne soit pas le seul facteur agissant, l'accumulation sédimentaire contrôle parfois la morphologie sous-marine de façon décisive. Au niveau du tréfonds, on peut supposer que le poids des sédiments contribue à l'affaissement lorsque l'accumulation est très importante.

b - La polarité des dispositifs sédimentaires, liasique et bathonien, est dans l'ensemble S-N, s'organisant de façon cohérente avec des milieux ouverts au N

La partie septentrionale du bassin (région Barrot-Argentera) se situe constamment en domaine franchement marin et ouvert, peu profond jusqu'au Bathonien, plus profond ensuite (domaine le plus souvent infralittoral). Les ammonites sont présentes à toutes les périodes, excepté au Lias moyen par suite d'une diminution prononcée de la profondeur. Les sédiments sont de faciès et d'épaisseurs variés.

La partie méridionale (région de Grasse et Antibes) est le plus souvent occupée par un domaine marin peu ouvert et peu profond, émergeant de façon temporaire (domaine inter et supratidal). Les sédiments, épais et de faciès peu variés, sont azoïques ou renferment des faunes benthiques. Le développement préférentiel des dolomies dans cette région résulterait d'un confinement lié à l'éloignement du large (dolomies interstratifiées à grain fin) ou à l'isolement en arrière d'édifices construits (dolomies massives à gros grain). Ce domaine méridional communique peu ou pas avec la mer ouverte, adossé au S à une aire parfois émergée (continent ou île) dont il reçoit occasionnellement les produits d'érosion ou les débris d'un couvert végétal.

Jusqu'au Bathonien, ces deux éléments de la paléogéographie (le domaine infralittoral au N, et le domaine inter à supratidal au S) sont bien caractérisés, séparés par le plateau sous-marin du Cheiron et des Baouls où les sédiments ne semblent pas conservés depuis le Rhétien. Ce troisième élément de la paléogéographie, en position intermédiaire, occuperait la place du domaine intertidal assez mal caractérisé ailleurs. Suivant cette interprétation, le conglomérat, à la base des séries bathoniennes déposées sur ce plateau sous-marin, représenterait une série Lias-Bajocien élaborée et remaniée en milieu marin intertidal ; ce conglomérat n'indiquerait donc pas une transgression bathonienne sur un substratum émergé depuis la fin du Trias.

Du Bathonien au Kimméridgien, les domaines inter et supratidal ne sont pas clairement caractérisés. Le domaine marin ouvert et profond s'étend vers le S, bordé par une aire de dépôt favorable à l'élaboration des dolomies. La polarité de l'ensemble demeure S-N, avec une profondeur moins importante dans la partie méridionale du bassin où se produisent des émergences avant l'Oxfordien moyen.

Au Portlandien, la polarité ne change pas. Le domaine marin moins profond et peu ouvert recouvre au S un territoire aussi étendu qu'avant le Bathonien, le domaine marin profond et ouvert étant localisé à la région Barrot-Argentera. La régression fin Jurassique-début Crétacé ne modifie pas l'organisation paléogéographique, sauf dans la partie orientale du bassin (région mentonnaise) qui se trouve alors face à un domaine marin ouvert. Toute la partie méridionale du bassin est soumise à des émergences, les fonds demeurant importants dans la région Barrot-Argentera où se déposent les éléments pélagiques. Entre ces deux domaines, profond au N et superficiel au S, des pentes sous-marines fortement inclinées ont favorisé les glissements de sédiments.

En résumé, durant tout le Jurassique, malgré une histoire complexe au niveau du tréfonds, l'organisation paléogéographique du bassin des Alpes-Maritimes ne se modifie donc pas sensiblement. Elle conserve une polarité S-N, déterminée par les deux domaines marins reconnus depuis longtemps :

- . Au S, un domaine de plate-forme, peu profond, à sédimentation carbonatée : la plate-forme provençale.
 - . Au N, un domaine de bassin, plus profond, aux dépôts plus argileux : le bassin dauphinois.
- Entre ces deux domaines, les séries, d'affinités provençales ou dauphinoises, avaient été qualifiées de "mixtes", d'"intermédiaires" ou de "transition".

Le domaine de plate-forme occupant l'ensemble du bassin jusqu'au début du Dogger, le schéma paléogéographique classique des Alpes-Maritimes, correspondrait plutôt à celui du dispositif sédimentaire mis en place au Bathonien et persistant jusqu'au Crétacé.

c - La "lacune" entre l'Oxfordien inférieur et moyen

- . A l'échelle des Alpes-Maritimes, la "lacune" qui se développe entre l'Oxfordien inférieur et moyen présente la même polarité S-N, avec un "vide" faunistique progressivement moins important (peut-être même inexistant) dans la partie la plus septentrionale du bassin. Ainsi envisagée, la "lacune" pourrait être liée à la paléogéographie : les séries oxfordiennes élaborées dans un domaine profond et ouvert seraient les plus complètes (au N), des interruptions de sédimentation caractérisant les séries du domaine moins profond et peu ouvert (au S). D'un point de vue structural, la "lacune" s'expliquerait également : la partie provençale se comporte comme une zone haute (réduction des séries et "lacune"), la partie alpine s'affaissant (épaississement et continuité des séries).

- . A l'échelle du profil, dans le domaine provençal, le "vide" faunistique correspond à des sédiments d'âge inconnu :

- (1) - Calcaires et calcaires argileux de la base de l'Oxfordien inférieur (quelques décimètres), datés par des cardioceratidés (zone à Mariae, sous-zone à Scaburgense).
- (2) - Sans changement de faciès apparent, quelques décimètres de sédiments avec parfois des périssphinctidés dont l'âge n'a pu être précisé ; ils passent, sans discontinuité, à des horizons de même faciès mais à

Conclusions générales

glauconie, protoglobigérines et ammonites attribuables à l'Oxfordien moyen.

- (3) - Dépôts conglomératiques de l'Oxfordien moyen à mélange de faunes (zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens, et zone à Transversarium, sous-zone à Parandieri).

Le "vide" faunistique (absence de faune caractéristique) se situe dans le niveau (2), sans qu'il y ait apparemment discontinuité de dépôt entre l'Oxfordien inférieur et moyen.

- . En résumé, dans la partie provençale du bassin, l'extrême réduction des dépôts de la base de l'Oxfordien est liée au contexte paléogéographique et structural. Les séries réduites présentent un "vide" faunistique qui pourrait ne pas correspondre à une lacune de dépôt (?). Il paraît donc plus prudent, compte-tenu de ces éléments, de considérer la "lacune" comme seulement faunistique.

d - Au S, l'existence d'une surface continentale au relief peu accusé peut être envisagée

La persistance d'une polarité sédimentaire S-N serait liée à l'existence d'un domaine très peu profond ou émergé situé en position méridionale. Ce domaine (continent ou île) ne fournit pratiquement pas de produits d'érosion. Les apports détritiques (argileux ou quartzeux) sont en effet très discrets dans la plupart des sédiments jurassiques élaborés à proximité de ce domaine. Dans l'aire de dépôt la plus proche (le bassin d'Antibes-Menton), le Bathonien semble toutefois, de ce point de vue, une période de changement dans la sédimentation :

- . Jusqu'au Bathonien supérieur, cette partie du bassin est le siège d'une sédimentation argilo-dolomitique (au Lias-Bajocien ?), puis argilo-calcaire avec fréquemment du quartz (au Bathonien).
- . A partir du Callovien, les apports détritiques y sont inexistants ou très dilués, ne se manifestant plus avant la régression fin Jurassique début Crétacé.

On peut donc penser que ce continent (ou cette île), relativement exposé à l'érosion jusqu'au Dogger, a été pour la plus grande partie ennoyé au Malm ?

Ce domaine méridional, parfois émergé, peut être rattaché à l'ensemble corso-sarde, actuellement considéré comme situé au Jurassique en bordure S de la plate-forme provençale. Cet ensemble présentait localement des reliefs accusés dont l'érosion est à l'origine des accumulations de matériel détritique au Lias-Dogger dans certains secteurs de la Corse (L. BEAUVAIS et M. RIEUF 1981). A l'opposé, dans sa partie orientale (au S des Alpes-Maritimes), il devait plutôt présenter une morphologie adoucie, subémergée et soumise à une érosion un peu plus incisive au Bathonien.

4 - LES DEFORMATIONS POSTERIEURES AU JURASSIQUE

Les dispositifs sédimentaires, liasique et bathonien, ont été reconstitués du N au S des Alpes-Maritimes à

(partir de profils appartenant à des unités tectoniques individualisées après le Jurassique. La reconstitution tient compte des variations de faciès et d'épaisseurs qui permettent de définir les principales aires de dépôt. Conservées dans leur position géographique actuelle, ces aires de dépôt se situent à l'intérieur d'un dispositif sédimentaire assez cohérent ; mais elles peuvent aussi occuper des positions relatives non conformes à leur situation dans le dispositif ordonné du Jurassique.

Actuellement, deux régions peuvent être définies d'un point de vue tectonique à partir de l'étude des terrains jurassiques.

a - Une région occidentale peu tectonisée

(Entre l'extrémité NW de l'Argentera et le cap d'Antibes, à l'W de la moyenne et basse vallée du Var).

Les zones hautes (au Jurassique) sont actuellement séparées par des zones en affaissement (au Jurassique) sans superposition ou rapprochements trop anormaux. Leurs directions (NW-SE ou E-W) s'intègrent au contexte alpin et provençal défini au Jurassique. Les principaux domaines paléogéographiques s'organisent avec une polarité S-N, comme dans les régions voisines.

Des chevauchements et des plis de direction E-W montrent cependant un raccourcissement N-S du bassin, et les discontinuités tectoniques majeures sont induites par la lithologie jurassique :

- . Le chevauchement des Baous s'est produit entre les dolomies de l'Autochtone (au S) et les séries plus calcaires de l'arc de Castellane (au N) ;
- . Le plissement du Mt-Gourdan sépare les ensembles calcaréo-dolomitiques de l'arc de Castellane (au S), des argilo-calcaires du Barrot (au N).

Ces unités tectoniques actuelles (Autochtone, arc de Castellane et Barrot), correspondent assez exactement à des aires de dépôt distinctes au Jurassique : au S le bassin d'Antibes, le plateau du Cheiron et des Baous, au N le bassin du Barrot.

Après le Jurassique, la partie occidentale du bassin ne semble pas avoir été fondamentalement désorganisée.

b - Une région orientale très tectonisée

(Entre l'extrémité S de l'Argentera et le cap Ferrat, au N et à l'E de la moyenne et basse vallée du Var).

Les zones hautes (au Jurassique) et les zones en affaissement (au Jurassique) sont rapprochées ou se chevauchent. Leurs directions ne peuvent être clairement dégagées et il faut mettre en oeuvre des déplacements pour rétablir un schéma structural complétant à l'E celui qui a été défini au Jurassique pour la région occidentale.

Des aires de dépôt profondes et des aires presque émergées se trouvent parfois juxtaposées aujourd'hui. Les milieux ouverts présentent des polarités désordonnées (E-W dans les écaillles d'Aspremont, S-N dans les écaillles de Villefranche, N-S dans celles de Monaco). Les différentes

parties du bassin doivent être déplacées de façon indépendante pour compléter vers l'E la paléogéographie de la région occidentale.

La lithologie jurassique est, ici aussi, responsable des discontinuités tectoniques majeures :

- . Le chevauchement du Mt-Vial s'est produit entre les séries calcaréo-dolomitiques de l'arc de Castellane (au S) et les séries argilo-calcaires du Barrot (au N) ;
- . L'accident de la Vésubie sépare les séries argilo-calcaires du Barrot (au NW) des séries calcaréo-dolomitiques de l'arc de Nice (au SE) ;
- . Le chevauchement du Mt-Agel intervient entre les séries calcaréo-dolomitiques épaisses de l'arc de Nice (à l'W) et les séries dolomitiques moins épaisses de l'arc de la Roya (à l'E).

Ces unités tectoniques actuelles (arc de Castellane, arc de Nice, Barrot, arc de la Roya) correspondent, là aussi, à des aires de dépôt distinctes au Jurassique : le plateau du Cheiron et des Baous, son prolongement niçois, le bassin du Barrot, le bassin de Menton.

Après le Jurassique, la partie orientale du bassin a été désorganisée, le dispositif sédimentaire d'origine étant fragmenté sur les zones de changement lithologique qui séparaient les différentes aires de dépôt. Ces aires de dépôt jurassiques, déplacées de façon indépendante, se trouvent aujourd'hui très resserrées dans la région orientale, elle-même rapprochée dans son ensemble de la région occidentale au niveau de la basse vallée du Var.

c - Le sens et l'importance des déplacements postérieurs au Jurassique

A partir de l'étude des terrains jurassiques, on est amené à concevoir une déformation du bassin progressivement plus importante d'W en E dans les Alpes-Maritimes : un raccourcissement N-S non négligeable et un rapprochement E-W entre l'arc de Castellane et l'arc de Nice.

Le raccourcissement N-S (une trentaine de kilomètres dans les Alpes-Maritimes ?) paraît faible, comparé à celui de la Provence (50 à 70 km d'après M. ARNAUD et C. MONLEAU 1979, 1981). Les différentes aires de dépôt, assez larges en Provence, sont pourtant plus étroites dans les Alpes-Maritimes, ce qui suggère l'intervention d'un raccourcissement N-S encore plus prononcé. Aucun élément ne permet de confirmer cette hypothèse. Le dispositif provençal se termine au Jurassique dans la région niçoise, relayé avec une orientation différente par les dispositifs dauphinois et briançonnais. Son étroitesse dans les Alpes-Maritimes pourrait alors être liée en grande partie à la paléogéographie originelle, plutôt qu'à un resserrement très important.

Quant aux autres déplacements (rapprochement E-W, fragmentation de la partie E du bassin), leur amplitude ne peut être estimée. Malgré une désorganisation du dispositif sédimentaire jurassique, les séries déplacées présentent une

parenté de faciès évoquant plutôt des déplacements de peu d'importance.

En résumé, la plupart des discontinuités tectoniques actuelles semblent induites par les variations de lithologie et de puissance des séries jurassiques, sans qu'on observe de grands bouleversements du dispositif sédimentaire qui les a déterminées. A la jonction des dispositifs provençal (structuré E-W) et alpin (charpenté NW-SE), on peut toutefois noter quelques déplacements non négligeables à l'échelle locale. A l'échelle des Alpes, le bassin jurassique des Alpes-Maritimes peut cependant être considéré comme relativement peu déformé par la tectonique tertiaire.

Au terme de cette étude essentiellement de terrain, je souhaite qu'elle apporte des éléments et peut-être un fil directeur pour des recherches plus spécialisées sur les séries jurassiques des Alpes-Maritimes. Les paléontologistes et les sédimentologues qui m'ont aidé de leurs conseils, ont déjà contribué de façon décisive à une meilleure connaissance de ces séries et de leurs milieux de genèse. Des résultats tout aussi intéressants peuvent être espérés de recherches géochimiques, minéralogiques et surtout structurales.

BIBLIOGRAPHIE

- AINARDI R. (1977). - Un paysage margino-littoral: le "Purbeckien" du Jura méridional. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIX, n°2, p.257-266, 5fig., 2pl.
- ARENTZ J., SERONIE-VIVIEN M., BOUROLLEC J., ELLOY R., WINNOCK E., DELFAUD J., DUBOIS P., YAPUDJIAN L., LANGUIN M., SELLIER E. (1975). - Un modèle de plate-forme carbonatée: le Jurassique du haut-fond occitan (France-Sud). 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème V, t.1, p.13-18, 3pl.
- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978). - A propos du rhéglisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.286, p.1335-1338, 1fig.
- et GIDON M., PAIRIS J.L. (1978). - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien: données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.287, p.217-220, 2fig.
 - - - (1978). - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture: l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.287, p.787-790, 1fig.
- ARNAUD M., MONLEAU C. (1979). - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée: exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). Thèse Marseille, *Trav.Lab.Géol.Hist.et Paléont.*, n°9, fasc.1: 344p., 84fig., 27pl., fasc.2: 381p., 113fig., 18pl.
- - (1981). - Implications des reconstitutions paléogéographiques dans la délimitation et l'évaluation des déplacements des nappes provençales de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.5-6, p.163-166, 3fig.
- ARTRU P. (1967). - Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les terres noires jurassiques, d'Embrun à la vallée du Rhône (France). *Bull.Serv.Carte géol.Als.Lor.*, 20, 4, p.211-222, 5fig.
- (1972). - Les terres Noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Thèse Lyon, 181p., 75fig., 8pl.h.t.
 - et DUNOYER DE SEGONZAC G., COMBAZ A., GIRAUD A. (1969). - Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des Terres Noires jurassiques en direction de l'arc alpin (France, Sud-Est). *Bull.Centre Rech.Pau, SNPA*, 3, 2, p.357-376, 4fig., 3tabl., 2pl.

- ASSENAT S., COTILLON P., MOUTERDE R. (1972). - Données nouvelles sur la stratigraphie, les variations de faciès et la paléogéographie du Jurassique inférieur dans la région de Castellane (Alpes de Haute-Provence). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.275, p.2463-2466, 3fig.
- AUBOUIN J., MENNESSIER G. (1960-1963). - Essai sur la structure de la Provence. *Mém.h.s.Soc.géol.Fr.*, in Livre à la Mémoire du Professeur P.FALLOT, t.II, p.45-98, 4fig., 1pl.
- AUROUZE G., BIZON J.J. (1955). - Sur la présence de Spirocyclines dans le Portlandien du Bassin de Paris. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (6), t.V, p.51-54, 1pl.
- et BELLON G., BIZON J.J., JOURNEL C. (1956). - Sur la présence du genre *Kilianina* dans le Bassin de Paris. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (6), t.VI, p.221-225, 1fig., 1pl.
 - et BIZON J.J. (1958). - Rapports et différences des deux de Foraminifères: *Kilianina* (PFENDER) et *Meyendorffina* n.gen. *Rev.Micropal.*, vol.1, n°2, p.67-74, 1fig., 3pl.
- BABINOT J.F., GERVAIS J., MASSE J.P., TRONCHETTI G. (1971). - Contribution à l'étude micropaléontologique et sédimentologique de la formation des "Marnes vertes infra crétacées" de la Basse-Provence occidentale (Sud-Est de la France). *Ann.Univ.Provence-Sc.*, t.XLVI, p.189-208, 2tabl., 5fig.
- BARBIER R. (1961). - Les reliefs "vindéliens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. *Mém.B.R.G.M.*, n°4, Colloque sur le Lias français, p.691-694.
- (1960-1963). - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. *Mém.h.s.Soc.géol.Fr.*, in Livre à la Mémoire du Professeur P.FALLOT, t.II, p.321-329.
 - et TINTANT H. (1952). - Quelques précisions sur le Jurassique de la région de Castellane (Basses-Alpes). *Trav.Lab.Géol.Univ.Grenoble*, t.XXX, p.135-147, 2fig.
- BARBIERI F. (1968). - Jurassic microfacies in western Somalia. *Riv.Ital.Paleont.*, vol.74, n°3, p.805-826, pl.57-61.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M., MOUTERDE R. (1979). - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du col d'Ornon. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.289, p.1207-1210, 3fig.
- et MOUTERDE R. (1980). - Evolution des faciès du Jurassique dans la zone dauphinoise du Mont Blanc au Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXII, n°4, p.557-565, 1fig.
 - et GIDON M. (1981). - Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Venosc, Isère). *Bull.B.R.G.M.*, (I), n°1, p.11-22, 6fig.
- BARLIER J. (1974). - Recherches paléothermométriques dans le domaine des terres noires subalpines méridionales. Données de la minéralogie des argiles, du pouvoir réflecteur de la m.o.d. et étude des inclusions fluides aqueuses et organiques.

- Thèse 3ème cycle, Paris-Sud (Orsay), 96p., 4tabl., 3pl.
- BARON G.(1893). - Notice géologique sur les environs de Menton. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (3), t.XXI, p.110-117, 1fig.
- BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LEMOINE M.(1982). - Les calcaires à entroques du Lias moyen du Beaumont (SE de le Mure, zone externe des Alpes occidentales françaises) : des coulées sableuses bioclastiques dans un bassin subsident au pied d'un haut-fond, 9ème R.A.S.T., Paris.
- BASSOULET J.P., BERNIER P., CONRAD M.A., DELOFFRE R., JAFFREZO M.(1978). - Les algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. *Geobios*, Mém.sp.2, 330p., 40pl., Lyon.
- et FOURCADE E.(1979). - Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté méso-géen. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.2, p.68-71, 1fig.
- BASTIEN M.T., SIGAL J.(1962). - Contribution à l'étude paléontologique de l'Oxfordien supérieur de Trept (Isère). *Trav. Lab.Géol.Lyon*, n°8, p.83-123, 4fig., 2tabl., pl.V-VIII.
- BATHURST R.G.C.(1975). - Aspects of pressure-solution in limestones. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème VII, p.13-17.
- BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P.(1977). - Un bassin mésogéen péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull.Centre Rech.Elif-Aquitaine*, 1, 1, p.261-308, 24fig., 1tabl.
- BEAUDOIN B.(1975). - Le bassin subalpin au Jurassique: évolution sédimentaire d'une zone mobile diversifiée. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème V, t.1, p.51-60, 4fig.
- (1977). - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. Thèse, Caen, vol.texte: 339p., 116fig., vol.pl.: 136p., 63coupes, 20pl.
- BEAUVAIS L., RIEUF M.(1981). - Découverte de Madréporaires oxfordiens dans les calcaires de Caporalino (Corse). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXIII, n°4, p.353-359, 2fig., 1pl.
- BERNIER P., ENAY R.(1972). - Figures d'émersion temporaire et indices de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier de Culoz (Ain, France). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIV, p.281-292, 2fig., 2pl.
- BERNOULLI D., LEMOINE M.(1980). - Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. 26ème Congrès Int.Géol. Paris, Colloque C5, p.168-179, 4fig.
- BERTRAND J., FREYTET P., PLAZIAT J.C.(1966). - Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier): rôle des Algues dans leur édification; analogie avec les stromatolites et rapports avec la sédimentation. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7), p.652-662, 5fig., 1tabl., 3pl.
- BERTRAND J.P.(1975). - Données sur la sédimentologie du Jurassique français: faciès de bassin et de plate-forme dans le Sud-Est de la France. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème V, t.1, p.73-77, 3fig.
- et COSKUN B., LLORCA G., OZER B., RAVENNE C.(1972). - Essai d'interprétation sédimentologique du Lias sub-alpin:

- conséquences stratigraphiques. *Mém.B.R.G.M.*, n°77, p.547-556, 6pl.
- BERTRAND L.(1896). - Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, n°56, t.IX, 214p., 8pl., 34fig.
- (1902). - Description sommaire de la région voisine du littoral à l'Est du Var. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (4), t.II, p.656-675, 2fig.
 - (1923). - Les nappes provençales à l'Est de la vallée inférieure du Var. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.176, p.1166-1168.
 - (1943). - Les chaînons et hauts plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var. *Mém.Soc.géol.Fr.*, t.XXII, fasc.3-4, n°49, p.1-90, pl.I-IV.
 - et LANQUINE A.(1914). - Feuille de Nice au 320000ème. V-Charriages pyrénéo-provençaux et mouvements alpins à l'Ouest de la vallée du Var. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, n°136 t.XXIII, p.179.
 - (1914). - Nouvelles observations sur la tectonique du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.158, p.1460.
 - (1923). - Essai de coordination et origine des unités structurales pyrénéo-provençales dans le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.176, p.696.
 - (1923). - Les grandes nappes provençales de l'Audoubert et du Cheiron (Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.176, p.521.
 - (1923). - Extension des "duplicatures provençales" sous la nappe du Cheiron (Alpes-Maritimes), à l'Ouest de la vallée du Var. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.176, p.399.
- BERTRAND-SARFATI J.(1966). - Etude géologique des massifs calcaires du Pied-du-Poul et de Périllos (Aude, Pyrénées-Orientales). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.VIII, p.40-52, 1carte, 5pl.
- BIDAR A., DEMAY L., THOMEL G.(1972). - *Compsognathus corallestris* nouvelle espèce de Dinausaurien Théropode du Portlandien de Canjuers (Sud-Est de la France). *Annales du Mus.Hist.nat. Nice*, t.I, fasc.1, 34p., 2fig.
- BIGNOT G., GUYADER J.(1966). - Découverte de Foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine-Maritime). *Rev.Micropal.*, vol.9, n°2, p.104-110, 1fig., 1pl.
- BIJU-DUVAL B.(1957). - La montagne de Gourdan et le synclinal de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes). Etude géologique détaillée. D.E.S., Paris, 76p., 1carte géol.
- et DERCOURT J., LE PICHON X.(1977). - From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. Intern.Symp. on the structural history of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia), ed.Technip, p.143-164, 1tabl., 4fig., 8pl.
- BLANC J.J.(1972). - "Slumpings" et figures sédimentaires dans le Crétacé supérieur du Bassin du Beausset (France). *Sédim. Geol.*, 7, p.47-64, 14fig.
- et TEMPIER C.(1963). - Etudes sur la sédimentation calcaire

récifale. I-L'exemple des calcaires blancs portlandiens de la région du Verdon. *Rec.Trav.St.Mar.Endoume*, n°28, fasc.43, p.121-159, 11fig., 8fig.h.t.

BLANC-VERNET L.(1969). - Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée: Relations entre la microfaune et le sédiment - Biocoenoses actuelles, thanatocoenose pliocènes et quaternaires. *Rec.Trav.St.Mar.Endoume*, n°48, fasc.64, thèse, 28lp., 17pl., 21tabl., 30fig.

BLOCH J.P., LEFEVRE R.(1969). - Présence de *Diplopora annulata* dans le Ladinien de la zone briançonnaise des Alpes cottiennes méridionales (Alpes occidentales franco-italiennes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.269, p.1166-1168, 1pl.

BODELLE J.(1964). - Lacunes et réductions d'épaisseur du Lias moyen et supérieur au NE de Sisteron. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7), t.VI, p.635-642, 9fig.

BOGDANOFF S., SCHOTT J.J.(1977). - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du Sud de l'Argentera. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIX, p.909-916, 4fig.

BORDET P.(1950). - Le dôme permien de Barrot (Alpes-Maritimes) et son auréole de terrains secondaires. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, t.XLVIII, n°228, p.1-39, 12fig., 1pl.h.t.

- (1951). - Etude géologique et pétrographique de l'Esterel. *Mém.Carte géol.Fr.*, 207p., 81fig., 2pl., 3cartes h.t.

BOURBON M.(1977). - Reconstitution paléoporphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne: le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais externes près de Briançon. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIX, n°4, p.729-733, 4fig.

- et GRACIANSKY P.C.de (1975). - L'enregistrement d'un épisode de tectonique cassante par un système de filons synsédimentaires en Briançonnais (Alpes Occidentales françaises). *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème IV, t.1, p.27, 9fig.

- et CARON J.M., LEMOINE M., TRICART P.(1979). - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelle interprétation et conséquences géodynamiques. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.4, p.180-182, 1fig.

- et GRACIANSKY P.C.de, ROUX M.(1980). - Indices bathymétriques fournis par les Crinoïdes pédonculés sur le bord de la marge téthysienne (Briançonnais et Sub-briançonnais au Jurassique et au Crétacé). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXII, n°5, p.713-718, 4fig.

BOUROULLEC J., DELOFFRE R.(1969). - Interprétation sédimentologique et paléogéographique des microfaciès jurassiques du Sud-Ouest aquitain. *Bull.Centre Rech.Pau, SNPA*, 3, 2, p.287-328, 13fig., 12tabl.

- (1970). - Les algues du Jurassique aquitain. *Bull.Centre Rech.Pau, SNPA*, 4, 1, p.79-127, 3fig., 11pl.

- et GAUTHIER J., DELFAUD J.(1972). - Typologie des structures laminaires dans les faciès supra à intercotidaux du Jurassique quercynois (Sud-Ouest France). *24ème Congrès Int.Géol.*, sect.7, p.471-485, 4fig., 1pl.

BOUROULLEC J., CHARITAT P., CHENNAUX G., DELFAUD J., DELOFFRE R., ESQUEVIN J., STEVAUX J.(1975). - Caractérisation des mégaséquences et des grandes discontinuités du Jurassique aquitain (France Sud-Ouest). *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème V, t.1, p.103-110, 3pl., 1tabl.

- et DELOFFRE R.(1976). - Relations faciès-environnement au Crétacé moyen en Aquitaine occidentale. *Bull.Centre Rech.Pau, SNPA*, 10, 2, p.535-583, 5fig., 2tabl., 34pl.

BOUROUILH F.(1973). - Dolomitisation actuelle dans le monde. Une revue. *Sc.de la Terre*, t.XVIII, n°3, p.279-298, 4fig.

- (1975). - Géochimie et isotopie des calcaires et dolomies de Lifou, sondages et subsurface: diagenèses et évolution d'une plate-forme carbonatée du Pacifique du SW. *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème VII, p.25-32, 14fig., 2tabl.

BOURSEAU J.P., ELMIS S.(1980). - Le passage des faciès de bordure ("Calcaires grumeleux") aux faciès de bassin dans l'Oxfordien de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central français (Ardèche-Gard). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXII, n°4, p.607-611, 3fig.

BOUVIER D'YVOIRE F.(1953). - Description géologique des plis de Saint-Auban et de Briançonnet (Haute vallée de l'Estéron, Alpes-Maritimes). *D.E.S.Paris*, n°11, 50p., 6photos, 2pl., 1carte.

BRUN L.(1962). - La répartition stratigraphique des *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA) dans le Sud-Ouest marocain. *Notes Serv.géol.Maroc*, t.21, n°156, p.93-100, 1fig., 2pl.

BULARD P.F.(1972). - Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). *Thèse Nice*, 2vol., 702p., 100fig., 39pl.

CAPDEVILLE J.P., CASSOUDEBAT M., DELFAUD J., LENGUIN M., PLATEL J.P., SELLIER E.(1972). - Un modèle d'organisation de la zone à haute énergie en plate-forme carbonatée. L'exemple du Jurassique du Périgord. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.275, p.1473-1476, 1fig.

CARIOU E.(1973). - Ammonites of the Callovian and Oxfordian. *Atlas of Palaeobio.*, p.287-295, 1pl., 3fig., éd.Elsevier.

- et ELMIS S., MANGOLD C., THIERRY J., TINTANT H.(1971). - Zones de l'étage callovien en France (province subméditerranéenne). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIII, n°1-2, p.38-45, 1tabl.

- et HANTZPERGUE P., TOURNEPICHE J.F.(1979). - Synchronisme des rythmes sédimentaires et biologiques sur la plate-forme carbonatée oxfordienne de Charente et sur sa bordure océanique. *7ème R.A.S.T.Lyon*, p.102, 1fig.

CARON J.P., ROUX L.(1968). - Sur la présence du Trias inférieur et moyen dans l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.262, n°11, p.1192-1194.

CAROZZI A.(1949). - Rapports entre microfaune benthique et microfaune pélagique. *Soc.Phys.et Hist.Nat.Genève*, vol.2, p.169-171.

- CAROZZI A., BOUROLLEC J., DELOFFRE R., RUMEAU J.L. (1972). - Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, vol.sp.n°1, 594p., 14tabl., 200pl., 28fig.
- CARRERE V., CHOROWICZ J. (1982). - Etude structurale du linéament ligure observé sur les images spatiales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXIV, n°1, p.33-47, 10fig.
- COADOU A., BEAUDOIN B., MOUTERDE R. (1971). - Variations lithologiques et corrélations stratigraphiques dans le Lias moyen et supérieur de Barles et du Plateau de Chine (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, n°1-2, p.5-12, 6fig.
- et BEAUDOIN B. (1973). - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 6, p.236-238, 1fig.
 - (1975). - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème IV, t.1, p.49-60, 9fig.
- COLLEAU A. (1971). - Etude géologique détaillée de la région d'Aiglun (Alpes-Maritimes). D.E.S. Nice, 65p., 1carte, 1pl. h.t., 13fig.
- COLOM G. (1965). - Essais sur la biologie, la distribution géographique et stratigraphique des Tintinnoidiens fossiles. *Ecl. géol. Helv.*, vol.58, n°1, p.319-334, 3fig., 4tabl., 3pl.
- et RANGHEARD Y. (1966). - Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. *Rev. Micropal.* vol.9, n°1, p.29-36, 2fig., 2pl.
- COLOMBO E. (1966). - Etude géologique de l'arc de Nice entre Drap et Sainte-Agnès (Alpes-Maritimes). Thèse 3ème cycle Besançon, n°43, 122p., 7pl., 1carte.
- et ROLLET M. (1965). - Quelques précisions sur le Jurassique moyen de l'arrière pays niçois. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n°67, fasc.4, p.63-68.
- COLONGO M., ELMI S., SPY-ANDERSON F.L. (1979). - Changements dynamiques dans le comportement tectono-sédimentaire d'un secteur de la marge cévenole au passage Trias-Jurassique (région des Vans, Ardèche). *7ème R.A.S.T. Lyon*, p.122, 2fig.
- COMTE D. (1972). - Les conditions de sédimentation au niveau du passage du Jurassique au Crétacé sur le poutour du synclinal de Peïra-Cava (Alpes-Maritimes). Thèse 3ème cycle Nice, 48p., 17fig., 21pl. h.t.
- CONTINI D. (1975). - Evolution des milieux de sédimentation au cours de l'Oxfordien en Franche-Comté. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n°77, p.43-54, 5fig.
- CORROY G. (1959). - La prolongation vers le Sud de l'anticlinal d'Aspremont (Alpes-Maritimes). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n°6, p.152.
- COTILLON P. (1960). - Caractères pétrographiques et genèse des galets noirs observés dans une coupe des "calcaires blancs" de Provence au Nord du département du Var. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p.60.

- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. B.R.G.M.*, n°68, 313p., 105fig., 10tabl., 8pl.
- (1974). - Sédimentation rythmique et milieux de dépôt: données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XVI, n°6, p.583-592, 5fig., 2pl.
 - (1975). - Les grandes discontinuités de sédimentation du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE), expression d'une tectonique synsédimentaire. *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème IV, t.1, p.79-84, 6fig.
 - (1975). - Phénomènes sédimentaires et paléogéographiques en bordure de la mer alpine lors du passage du Jurassique au Crétacé en Haute-Provence orientale (arc subalpin de Castellane, France SE). *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème V, t.1, p.145-150, 5fig.
- CRAMPON N. (1959). - Etude géologique détaillée de la région de Roquestéron et Sigale (Alpes de Provence). D.E.S. Paris, 89p., 35fig., 1carte, 1pl. h.t.
- CROS P. (1975). - Modalités d'interférences entre sédimentation et tectonique triasiques dans les dolomites italiennes. *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème IV, t.1, p.85-90, 1pl. 5fig., 5photos.
- CUVILLIER J. (1967). - Calcaires à filaments. in *Proceedings of the First International Conference on planktonic microfossils*. Genève, éd. Bronnimann et Renz. vol. II, p.123-125, 2pl.
- et BASSOULET J.P., FOURCADE E. (1969). - Coprolithes du Jurassique et du Crétacé d'Espagne et de quelques autres régions. *Rev. Micropal.*, vol.11, n°4, p.183-190, 2pl.
- DARDEAU G. (1978). - Un dispositif seuil-bassin dans le Lias et le Jurassique des Alpes-Maritimes prolongement vers le Sud-Est des structures du bassin de Gap-Digne. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.4, p.173-177, 3fig.
- (1978). - Stratigraphie et interprétation paléogéographique du Lias et du Dogger inférieur entre le Var et la Roya (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.286, p.307-310, 1fig.
 - (1980). - Le Lias et la base du Jurassique moyen de la bordure S de l'Argentera-Mercantour (Alpes-Maritimes). *Géol. Médit.*, t. VII, n°3, p.211-216, 2fig.
 - et THIERRY J. (1976). - Discontinuité de sédimentation et biostratigraphie à la base du Jurassique supérieur de la partie méridionale de l'arc de Nice, entre la Turbie et Eze (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, n°6, p.1631-1635, 3fig.
 - et BULARD P.F. (1978). - Répartition des dolomies du Jurassique supérieur de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). *Bull. B.R.G.M.*, 2, 1, n°2, p.79-88, 4fig.
 - et MARCHAND D. (1979). - Influences mésogéennes et boréales dans le Dogger et le Malm (Oxfordien) des Alpes-Maritimes. *7ème R.A.S.T. Lyon*, p.144, 1fig.

- DARDEAU G., MARCHAND D., THIERRY J. (1979). - Relations entre la répartition des faciès et la composition des faunes d'Ammonites au cours de l'évolution du bassin callovien des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, n°6, p.753-757, 1fig.
- et GAUTHIER H., MARCHAND D., MONTENAT C. (1980). - Le Dogger et la base du Malm dans la partie Est de l'arc de Castellane (Région d'Aiglun - Alpes-Maritimes). Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et paléobiogéographiques. *Géol. Médit.*, t. VII, n°3, p.217-222, 2fig.
 - et MARCHAND D. (1981). - Présence d'*Amoeboceras newbridgense* SYKES et CALLOMON, ammonite boréale, dans une faune submésogéenne de l'Oxfordien supérieur (zone à Bifurcatus) du Sud-Est de la France (Alpes-Maritimes): intérêt biostratigraphique, paléogéographique et paléobiogéographique. *Geobios*, n°14, fasc.3, p.407-413, 3fig., 1pl.
- DEBELMAS J. (1961). - Le Lias supérieur au Nord de Castellane et dans la haute vallée de l'Estéron (Basses-Alpes). Découverte d'une lentille de minerai de fer oolithique dans l'Aalénien. *Mém. B.R.G.M.*, n°4, p.707-708, coll. sur le Lias français.
- (1974). - Géologie de la France. 2t., 540p., 246fig., 1tabl., 1carte, éd. Doin.
 - et LEMOINE M. (1965). - Le Crétacé inférieur dans les zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. *Mém. B.R.G.M.*, n°34, p.723-732.
- DEBRAND-PASSARD S., ANDREIEFF P., BOULLIER A., CHATEAUNEUF J.J., DELANCE J.H., FAUCONIER D., JACOB C., LAURIN B., LORENZ J., MARCHAND D., TINTANT H. (1978). - Répartition des faunes d'Ammonites, de Brachiopodes, de Foraminifères, d'Ostracodes et des flores dans les principales formations lithologiques du Jurassique supérieur de la Champagne berrichonne, départements du Cher et de l'Indre. Comparaison des échelles ainsi obtenues avec les résultats de l'étude des argiles (estimation semi-quantitative par diffractométrie de rayons X). *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, vol.15, n°2, p.33-51.
- et MARCHAND D., LORENZ J., ODIN G.S. (1980). - Les variations de faciès dans le département du Cher à la limite Dogger-Malm. Tentative de reconstitution paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n°4, p.567-572, 5fig.
- DE JONG J.D. (1977). - Dutch tidal flats. *Sedim. Geol.*, 18, p.13-23, 5fig.
- DELANCE J.H. (1964). - *Meyendorffina* et *Orbitammina* dans les calcaires de Comblanchien au Sud-Ouest de Dijon. *Rev. Micropal.* n°3, vol.7, p.219-222, 1pl.
- et MENOT J.C. (1968). - Observations sur l'écologie des Brachiopodes dans le complexe récifal de la vallée de l'Yonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. X, p.336-340, 1pl. h.t.
- DELFAUD J. (1971). - Réflexions sur la provenance des argiles déposées dans les bassins mésozoïques français. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.19, p.49.
- et GAUTHIER J. (1968). - Contribution à la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plate-forme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique nord Aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 2, 2, p.347-383, 8fig, 2pl., 7tabl.

- DELFAUD J., SERVANT M. (1971). - Essai d'interprétation des récifs du Portlandien Nord-Aquitain. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t. I, n°1, p.7-24, 7fig.
- et GAUTHIER J. (1975). - Essai de reconstitution de la zonalité des dépôts de plate-forme du Dogger de part et d'autre de la Mésogée. Interprétation des structures sédimentaires et des paramètres géochimiques. 9ème Congrès Int. *Sédim. Nice*, thème I, p.43-49, 2tabl., 2fig.
 - et BEAUDOIN B., BERTRAND J.P., CONTINI D., COTILLON P., FEUILLEE P., FILY G., HUMBERT L., LOREAU J.P., PURSER B.H., RIOULT M. (1975). - Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français, réflexion, méthodologie. 9ème Congrès Int. *Sédim. Nice*, thème V, t.1, p.163-173, 5fig.
- DELOFFRE R. (1972). - *Palaeodasycladus elongatulus* PRATURLON, 1966, dans le Lias inférieur d'Andalousie (Espagne). *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 6, 1, p.107-119, 1tabl., 3pl.
- et RAMALHO M. (1971). - *Macroporella (Macroporella) espi-chelensis* n.sp., Dasycladacée portlandienne du Portugal et observations sur le genre *Macroporella* PIA 1912. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 5, 2, p.189-201, 1fig., 2pl.
- DEPECHE F. (1969). - Description de quelques Ostracodes nouveaux du Bathonien lorrain. *Rev. Micropal.*, vol.12, n°2, p.107-118, 3pl.
- DERIN B., REISS Z. (1966). - Jurassic microfacies of Israel. *Israel Inst. Petrol.*, sp. publ., 43p., 320fig., 2pl.
- DESFORGES G., CROS P. (1975). - Diagenèse calcaréo-dolomitique précoce en milieu pélagique profond (Quaternaire récent, Méditerranée occidentale). 9ème Congrès Int. *Sédim. Nice*, thème VIII, p.19-24, 2pl.
- DONZE P. (1958). - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la "fosse vocontienne" (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). *Trav. Lab. Géol. Lyon*, n°3, 221p., 32fig., 6pl.
- DRESNAY R. du (1971). - Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIII, p.46-56, 2fig.
- (1972). - Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut Atlas oriental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.275, p.535-537, 1pl.
 - (1972). - Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur, dans le domaine atlasique marocain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, p.341-344.
 - (1975). - Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. 9ème Congrès Int. *Sédim. Nice*, thème IV, t.1, p.103-108, 2fig.
- DUFAURE P. (1958). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien, de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. Micropal.*, vol.1, n°2, p.87-115, 1fig., 6pl.

- DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., BOURBON M., LEMOINE M., TRICART P. (1982). - Tectonique synsédimentaire d'âge Rhétien-Hettangien-Sinemurien basal dans les unités prépiémontaises à l'Est de Briançon (Alpes occidentales). 9ème R.A.S.T. Paris.
- DUNHAM R.J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, mém.1, p.108-121. in *Classification of carbonate rocks*, éd. Ham.
- DURAND-DELGA M. (1956). - Répartition stratigraphique de certains microorganismes (Globochaete, Eothrix...) définis dans le Malm mésogéen. *Serv. Carte géol. Alg.*, n°8, p.143-153, 5fig. 5pl.h.t.
- EISENLOHR B., GUIEU G., MASSE J.P., PHILIP J. (1973). - Sur l'existence du Néocomien, du Cénomaniens et du Turonien marins dans le massif de la Loube (Var). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.277, p.2461-2463, 1fig.
- ELLOY R., TIXIER M. (1970). - Phénomènes sédimentaires et diagénétiques en milieu de dépôt haut-intertidal à supratidal dans le Silurien du forage de Pen 1, Ontario (Canada). *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, 4, 2, p.465-483, 3fig., 6pl.
- ELMI S. (1978). - Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires "noduleux" et des "ammonitico-rosso". 6ème R.A.S.T. Orsay, p.157.
- (1979). - Tectonique synsédimentaire, émergences temporaires et sédimentation de type ammonitico-rosso: l'exemple du Lias du Djebel-Es-Sekika (Monts des Traras, Algérie occidentale). 7ème R.A.S.T. Lyon, p.179, 1fig.
- ENAY R. (1966). - L'Oxfordien dans la moitié Sud du Jura français. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, thèse, 2t., fasc.VII, 624p., 178fig., 40pl.
- (1972). - Paléobiogéographie des ammonites du Jurassique terminal (Tithonique/Volgien/Portlandien s.l.) et mobilité continentale. *Geobios*, vol.5, fasc.4, p.355-407, 13fig.
 - (1980). - Indices d'émergence et d'influences continentales dans l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien en France. Interprétation paléogéographique et conséquences paléobiogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.XXII, n°4, p.581-590, 2fig.
 - et TINTANT H., CARIOU E. (1971). - Les faunes oxfordiennes d'Europe méridionale. Essai de zonation. *Mém. B.R.G.M.*, n°75, p.635-664, 4fig.
 - et BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de (1979). - Diachronisme des faciès ammonitico-rosso dans la zone briançonnaise (région de Briançon). *A.S.F.*, publ.sp.n°1, p.135-143.
- FABRE-TAXY S. (1961). - Le Lias de Provence. *Mém. B.R.G.M.*, n°4, p.77-84, 1fig., 1tabl., coll. sur le Lias français.
- et PHILIP J. (1966). - Biostratigraphie et paléoécologie des peuplements à Huîtres et des formations saumâtres du Santonien provençal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t.VIII, p.702-711, 1fig., 1tabl.
- FAIRBRIDGE R.W. (1955). - Warm marine carbonate environments and dolomitization. *Tulsa Geol. Soc. Digest*, vol.23, p.39-48, 2fig.

- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1949). - Sur la géologie de l'Ouest du Mounier (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.228, p.523-525.
- (1949). - Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.228, p.616-619.
 - et LANTEAUME M. (1956). - Feuilles le Boréon (7-8) et Viève (5-6) au 50000ème. *Bull. Carte géol. Fr.*, n°250, fasc.B, t.LIV, p.35-66, 13fig.
- FARINACCI A., SIRNA G. (1960). - Livelli a Saccocoma nel Malm dell'Umbria e della Sicilia. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol.LXXIX, fasc.1, 23p., 2fig., 6pl.
- FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 336p., 60fig., 8tabl., 25pl.
- et FALLOT P. (1954). - Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords Sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de Saint-Martin-Vésubie, Tende et Viève au 50000ème). *Bull. Carte géol. Fr.*, t.LII, n°241, p.283-319, 17fig., 1tabl. 2pl.h.t.
 - et FALLOT P., BOLELLI E. (1956). - Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.243, p.1813-1817, 1fig.
 - et FALLOT P. (1957). - Feuilles le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 50000ème. Liaisons tectoniques et stratigraphiques. *Bull. Carte géol. Fr.*, t.LV, n°252, p.39-48, 4fig., 1pl.
- FEUILLEE P., RAT P. (1970). - Le déplacement du matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétacé pyrénéo-cantabrique). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.2 p.60.
- et FLOQUET M., RAT P. (1980). - Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta ibérique). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.3, p.77-80, 4fig.
- FISCHER J.C. (1961). - Sur le système des ondulations jurassiques au SW du Massif ardennais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t.LXXXI, p.35-43, 1fig., 2pl.
- FOLK R.L. (1961). - Spectral subdivision of limestone types. *Amer. Ass. Petrol. Mem.*, 1, p.62-84, 7fig., 3tabl., in *Classification of carbonate rocks*, symp. Denver, Colorado.
- FOURCADE E. (1973). - Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères bétiques: les confins du prébétique et des Chaînes ibériques entre le rio Mundo et le rio Jucar (stratigraphie, zones à Foraminifères et paléogéographie). *Cuad. Geol. Iber.*, vol.2, p.157-182, 4fig., 4pl.
- et NEUMANN M. (1966). - A propos des genres *Labyrinthina* WEYNSCHENK 1951, et *Lituosepta* CATI 1959. *Rev. Micropal.*, vol.8, n°4, p.233-239, 2fig., 2pl.
- FOURY G., VINCENT E. (1967). - Morphologie et répartition stratigraphique du genre *Kilianina* PFENDER (Foraminifère). *Ecl. Geol. Helv.*, vol.60, n°1, p.33-45, 6fig., 2pl.

- FRANCHI S. (1894). - Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-92-93. *Boll. R. Com. Geol. Ital.*, p.231-258.
- FRENKEL H. (1975). - *Pseudocyclamina* (?), *P. smouti* BANNER, from the Bathonian Sherif Fm. of Gebel Maghara (Northern Sinai). *Isr. Journ. of Earth-Sc.*, vol.24, p.49-55, fig.1-9.
- FREYTET P. (1973). - Edifices récifaux développés dans un environnement détritique: exemple des biostromes à Hippurites (Rudistes) du Sénonien inférieur du sillon languedocien (région de Narbonne, Sud de la France). *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 13, p.65-76, 5fig.
- (1975). - Le Danien (Dano-Montien) des Petites Pyrénées et du Plantaurel: étude pétrographique et paléogéographique des faciès "lacustres". *Géol. Médit.*, t.II, n°4, p.159-178, 8fig., 2pl.
 - et PLAZIAT J.C. (1965). - Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.VII, p.679-694, 3fig., 1tabl., 3pl.
 - (1972). - Les constructions algaires continentales stromatolitiques. Exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. *24ème Congrès Int. Géol.*, sect.7, p.524-534, 7fig.
- FRIEDMAN G.M., SANDERS J.E. (1967). - Origin and occurrence of dolostones. in *Carbonate Rocks*, p.267-348, 2fig., 6tabl., *Developments in Sedimentology* 9A.
- GEBELEIN C.D. (1975). - Holocene sedimentation and stratigraphy, southwest Andros Island, Bahamas. *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème V, t.1, p.193-197, 4fig.
- GEZE B. (1960). - Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.250, p.1875-1877.
- (1960-1963). - Caractères structuraux de l'Arc de Nice. in *Livre à la Mémoire du Professeur P. FALLOT* t.II, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, p.289-300.
 - (1962). - Distinction d'un type de nappes à enracinement frontal: les refoulements. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.2, p.38.
- GIDON M. (1977). - Sur l'existence d'une lacune du Tithonique au Nord de Melve (rive gauche de la Durance au Sud de Gap). *Géol. Alp.*, t.53, p.57-59, 3fig.
- et APRAHAMIAN J. (1981). - Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zone dauphinoise au Sud-Est de Grenoble). *Bull. B.R.G.M.*, 2, 1, n°1, p.23-33, 8fig.
- GIGNOUX M., MORET L. (1937). - Sur l'extension des lagunes purbeciennes dans le Sud-Est de la France. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p.116-117.
- (1937). - Nouvel indice de l'existence du Jurassique moyen dans les Alpes-Maritimes à l'Est du Var inférieur. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, p.221.

- GINSBURG L. (1959). - Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t.LVII, n°259, p.1-38, 14fig.
- (1961). - Observations stratigraphiques sur la feuille de Grasse - Cannes au 50000ème. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°264, t.LVIII, p.259-264.
- GINSBURG R.N., JAMES N.P. (1975). - Holocene accretion of the barrier reef wall of Belize (British Honduras). *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème VII, p.61-62, 1fig.
- GLINTZBOECKEL C. (1956). - Présence de Trocholines dans le Trias de la Tunisie. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n°13, p.238.
- GOGUEL J. (1934). - L'anticlinal du Bar (près Grasse). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n°13, p.175-177.
- (1944). - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t.XLIV, n°215, p.1-38, 26fig.
 - (1953). - Les Alpes de Provence. *Act. Sc. Indust.*, 1195, *Géologie régionale de la France*, 123p., 45fig.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHARPAL O. de, CHENET P.Y., LEMOINE M. (1979). - Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.XXI, n°5, p.663-674, 6fig.
- et LEMOINE M. (1980). - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales: du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. *Géol. Alp.*, t.56, p.119-147, 32fig.
- GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE. (1971). - Les zones du Jurassique en France. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.6, p.76-102.
- (1980). - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S., 5, 210p., 1fig., 3tabl., 42cartes.
- GUBLER Y., ROSSET J., SIGAL J. (1961). - L'âge Crétacé supérieur des calcaires des "Barricate" et de la série Dell'Andelplan (couverture sédimentaire du Mercantour) dans la haute-Stura (Italie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t.37, p.133-142, 3fig.
- et MALDIDIER C., MOUTERDE R., PETITEVILLE P., RICHE P., RIVIER F., RIVOIRARD R. (1961). - Lias dauphinois et Lias provençal. *Mém. B.R.G.M.*, n°4, p.829-845, 3fig., coll. sur le Lias français.
- GUIEU G. (1964). - L'âge des dolomies de la zone centrale de la chaîne de l'Etoile, au Nord de Marseille. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.258, p.3072-3073.
- (1966). - Etude stratigraphique et tectonique des formations dolomitiques de la zone centrale de la Chaîne de l'Etoile, au Nord de Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.VIII, p.734-748, 3fig., 1pl.
- GUILLAUME A. (1960). - Géologie des unités situées entre l'autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio (Province de Cuneo, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.II, p.951-960, 5fig.

- GUILLAUMES A. (1961). - Géologie de la Cime de la Fascia et de ses abords (massif du Marguareis, Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.253, p.3003-3005.
- (1961). - Observations géologiques entre le Val Grande et le Gesso (Alpes-Maritimes). *Bull.Soc.Hist.Nat.Doubs*, n°63, fasc.4, p.93-100, 5fig.
 - (1961). - Nouvelles données sur les terrains à faciès briançonnais et sur les flyschs des Alpes maritimes franco-italiennes (secteur de Limone piemonte). *Rev.Géo.Phys.Géol.Dyn.*, (2), vol.IV, fasc.1, p.51-62, 14fig.
 - (1962). - Répartition des microorganismes dans les formations à dominante calcaire du Jurassique supérieur de la région de Champagnole (Jura). *Comptes-Rendus et Mémoires, sect.Sc.nat., phys., math.*, p.449-458, coll.Jurassique.
- HALLAM A. (1964). - Liassic sedimentary cycles in western Europe and their relationship to changes in sea level. in *Developments in Sedimentology*, vol.1, p.157-164, 2fig., éd.Elsevier.
- HANTZPERGUE P. (1979). - Les formations récifales du Jurassique supérieur Nord-aquitain: biostratigraphie et paléogéographie. 7ème R.A.S.T.Lyon, p.246, 1fig.
- HAUG E. (1891). - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, 3, n°21, p.1-197.
- HEBERT E. (1877). - Coupe du terrain crétacé de Saint-Laurent. *Bull.Soc.géol.Fr.*, t.V, p.810.
- HOFKER J.S. (1967). - "Globigérines" du Jurassique supérieur. in *Proceedings of the First International Conference on planktonic microfossils*, éd.Brönnimann et Renz, vol.II, p.287-290, 1fig.
- HOTTINGER L. (1971). - Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use. *Ann.Inst.Geol.Publ.Hung.*, t.LVI, fasc.2.
- HUMBERT L. (1975). - Dynamique biosédimentaire de la formation et de l'évolution d'une plate-forme carbonatée récifale. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème V, t.2, p.225-229, 8fig.
- JAMES N.P., GINSBURG R.N., MARSZALEK D.S., CHOQUETTE P.W. (1975). - Preferential subsea cementation of shallow reefs, Belize (British Honduras), Caribbean. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème VII, p.87-88.
- JAUTEE E. (1978). - Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse du Lias et du Dogger inférieur à faciès provençaux de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et l'Artuby (Alpes de Haute-Provence). Thèse 3ème cycle, Lyon, 2vol., 58p., 64fig.
- (1979). - Relations entre faciès et bathymétrie dans la plate-forme carbonatée du Lias et du Dogger inférieur provençaux de l'arc de Castellane (Alpes de Haute-Provence). 7ème R.A.S.T.Lyon, p.261, 2fig.
 - (1980). - La structure du bassin subalpin méridional au début du Jurassique dans la région de Castellane (Alpes de Haute-Provence). *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXII, n°4, p.591-593, 1fig.

- KARLIN M. (1958). - Contribution à l'étude géologique de la basse vallée de l'Estéron. D.E.S.Paris.
- KAZANSKY Y.P. (1975). - Paleoclimatic significance of marine dolomites. 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème I, p.103-107.
- KILIAN W., GUEBHARD A. (1902). - Etude paléontologique et stratigraphique du Système jurassique dans les Préalpes maritimes. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (4), II, p.737-828, 3pl., 1fig., 1tabl.
- LANQUINE A. (1922). - Révision de la feuille de Nice au 80000ème (région Sud-Ouest des Alpes-Maritimes). *Bull.Carte géol.Fr.*, n°146, t.XXVI, p.1-6.
- (1922). - Sur l'allure et les dislocations de la nappe du Cheiron au Sud du haut Estéron, jusqu'à la haute vallée du Loup (Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.174, p.1024.
 - (1929). - Le Lias et le Jurassique des Chaînes provençales: I - Le Lias et le Jurassique inférieur des Chaînes provençales. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, t.XXXII, n°173.
 - (1932). - Sur l'extension, les faciès et les faunes de l'Argovien dans les Chaînes provençales. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.194, p.634.
 - (1934). - Sur les ruptures des Chaînes provençales aux confins des Régions varoises septentrionale et orientale. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.199, p.374.
 - (1934). - Sur la structure des Chaînes provençales dans le Sud des Basses-Alpes. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.198, p.2189.
 - (1934). - Sur la structure des Chaînes provençales dans le nord de la Région varoise orientale. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.199, p.428.
 - (1935). - Le Lias et le Jurassique des Chaînes provençales: II - Le Jurassique moyen et supérieur. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, t.XXXVIII, n°191.
 - (1935). - Sur quelques gisements d'ammonites du Callovien dans la Région varoise septentrionale. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, n°12, p.168-170.
- LANTEAUME M. (1968). - Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém.Serv.Carte géol.Fr.*, 405p., 129fig., 45pl.
- et GIGOT P., CAMPREDON R. (1982). - Apports et limites de l'interprétation linéamentaire dans le domaine des Alpes Occidentales méridionales. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XXIV, n°1, p.49-62, 8fig.
- LATHUILLIERE B. (1981). - Paléoécologie des calcaires à polypiers et faciès associés du Bajocien dans le Jura du Sud. Thèse 3ème cycle Lyon, 199p., 79fig., 17pl.
- LAURIN B. (1981). - Les peuplements de rhynchonellidés au Jurassique moyen dans le Bassin de Paris. Relations entre dynamique des populations et environnements (phylogénie, systématique, biostratigraphie). Thèse Dijon, 528p., 242fig., 14pl.
- LEES A. (1973). - Les dépôts carbonatés de plate-forme. *Bull.Centre Rech.Pau, SNPA*, 7,1, p.177-192, 5fig.

- LEHMANN R. (1972). - Microfossils in thin sections from the mesozoic deposits of LEG 11, deep sea drilling project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, p. 659-663, 1 pl., 18 photos.
- LEMOINE M. (1975). - Mesozoic Sedimentation and Evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps. Possible Evidence for an Atlantic-type Margin between the European Craton and the Tethys. 9ème Congrès Int. Sédim. Nice, thème IV, t. 2, p. 211-216, 2 fig.
- (1980). - Serpentinites, gabbros and ophiolites in the Piemonte-Ligurian Domain of the Western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. *Arch. Sc. Genève*, vol. 33, fasc. 2-3, p. 103-115, 5 fig.
 - (1982). - Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive. *Mém. géol. Univ. Dijon*, n° 7, 15 p., 6 fig. Livre Jubilaire G. LUCAS, éd. J. Lang.
 - et BOURBON M., TRICART P. (1978). - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, p. 1237-1240, 2 fig.
 - et TRICART P. (1979). - Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulement au pied d'un escarpement de faille océanique? *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, p. 1655.
 - et GIDON M., BARFETY J.C. (1981). - Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, p. 917-920, 3 fig.
- LEVY A. (1971). - Eaux saumâtres et milieux margino-littoraux. *Rev. Géo. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIII, fasc. 3, p. 269-278.
- LOMBARD A. (1975). - L'évolution des dépôts sédimentaires et l'orogénèse alpine de l'Helvétique au Jura. 9ème Congrès Int. Sédim. Nice, thème IV, t. 2, p. 227-230, 2 fig.
- LOREAU J.P. (1973). - Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. *Sc. de la Terre*, n° 3, t. XVIII, p. 213-244, 3 fig., 1 tabl., 3 pl. h. t.
- (1975). - Les grands traits de la sédimentation sur la bordure SE du Bassin de Paris au Jurassique supérieur. 9ème Congrès Int. Sédim. Nice, thème V, t. 2, p. 273-281, 2 fig.
- LUCAS G. (1973). - Rôle des organismes constructeurs dans la genèse des roches. Applications aux récifs coralliens. *Sc. de la Terre*, n° 3, t. XVIII, p. 257-271.
- et CROS P., LANG J. (1976). - Les roches sédimentaires. II - Etude microscopique des roches meubles et consolidées. 503 p., 40 fig., 3 tabl., 400 photos, éd. Doin.
- LUTERBACHER H. (1972). - Foraminifera from the lower cretaceous and upper jurassic of the northwestern Atlantic. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. XI, p. 561-593, 6 fig., 8 pl., 3 tabl.

- MAGNIEZ F., RAT P. (1972). - Les Foraminifères des formations à Spongiaires et *Tritaxia* dans l'Aptien-Albien cantabrique (Espagne). *Rev. Esp. Micropal.*, n° extr., p. 159-178, 4 fig., 3 pl., 1 tabl.
- MANGIN J.P. (1964). - La séquence-unité et les séries sédimentaires. in *Developments in Sedimentology*, vol. 1, p. 269-274, éd. Elsevier.
- MANGOLD C., ELMI S., GABILLY J. (1971). - Les faunes du Bathonien dans la moitié Sud de la France essai de zonation et de corrélations. *Mém. B.R.G.M.*, n° 75, p. 103-132.
- MARCHAND D. (1979). - Un nouvel horizon paléontologique: l'horizon à *Paucicostatum* (Oxfordien inférieur, zone à *Mariae*, base de la sous-zone à *Scarburgense*). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 122-124.
- et DARDEAU G. (1979). - Colonisation faunistique dans l'Oxfordien inférieur d'Europe occidentale. Exemple pris chez les Ammonoïdés. 7ème R.A.S.T. Lyon, p. 311.
 - et ARDAENS R., LAURIN B. (1979). - La "gaize oxfordienne" des Ardennes: réinterprétation stratigraphique et premières données paléobiogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, p. 1259-1262, 2 fig.
- MASSARI F. (1975). - The hardgrounds of the "Scaglia rossa veneta" (Southern Alps, Italy). 9ème Congr. Int. Sédim. Nice, thème IV, t. 2, p. 243-247.
- MASSE J.P. (1966). - Sur la présence en Basse-Provence d'un niveau à *Favreina aff. salevensis* (PAREJAS) à la limite Barrémien-Aptien. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 298, 2 fig.
- (1970). - Contribution à l'étude des sédiments bioclastiques actuels du complexe récifal de l'île de Nossi-Be (NW de Madagascar). *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*, fasc. h. sér., n° 10, p. 229-251, 15 fig.
 - (1972). - Structures cryptalgaires libres dans un complexe carbonaté de plate-forme: les calcaires urgoniens (Barrémien) de Provence (Sud-Est de la France). 24ème Congrès Int. Géol., Sect. 7, p. 572-585, 6 fig.
 - et PHILIP J. (1969). - Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien dans la région de Sainte-Anne d'Evenos (Var). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 666-669, 2 fig.
 - et BUSNARDO R., GERVAIS J., HUMBERT S., THIEULLOY J.P. (1975). - Précisions sur l'âge des "marnes inférieures hauteriviennes" de la région de Marseille. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, p. 1429.
- MATHIEU R. (1966). - Structures sédimentaires des dépôts de la zone intertidale dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Geo. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. VIII, fasc. 1, p. 113-122, 15 fig.
- (1968). - Répartition des Foraminifères dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. géol. Normand.*, t. LVIII, p. 30-37, 1 pl.
- MAURY E. (1914). - Feuille de Nice au 320000ème. VI - Sur l'extension probable des accidents pyrénéo-provençaux dans le SE

- des Alpes-Maritimes. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, n°136, t.XXIII, p.165-192.
- MAYNC W.(1958). - Note sur *Pseudocyclammina jaccardi* et sa synonymie. *Rev.Micropal.*, vol.I, n°1, p.9-16, 2pl.
- (1966). - Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel. *Bull.Geol.Surv.Isr.*, vol.40, p.1-56.
- MENOT J.C.(1967). - La formation de base du complexe récifal du Jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.1, p.13.
- et RAT P.(1967). - Sur la structure du complexe récifal jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.264, p.2620-2623.
- MICHARD A.(1969). - Les dolomies, une revue. *Bull.Serv.Carte géol.Als.Lor.*, t.22, n°1, p.3-92, 38fig.
- MONTY C.L.V.(1973). - Remarques sur la nature, la morphologie et la distribution spatiale des stromatolithes. *Sc.de la Terre*, n°3, p.189-212, 5fig., 1pl.h.t., t.XVIII.
- MOUTERDE R.(1961). - Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane. *Mém.B.R.G.M.*, n°4, p.715-718, coll.sur le Lias français.
- et PETITEVILLE P., RIVOIRARD R.(1961). - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. *Mém.B.R.G.M.* n°4, p.709-713, coll.sur le Lias français.
- et COADOU A.(1971). - Hettangien moyen au Nord-Ouest de Digne (Basses-Alpes): succession d'Ammonites et repères lithologiques. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XIII, n°1-2, p.13-16, 2fig.
- et TINTANT H.(1977). - La limite Lias-Jurassique moyen en Bourgogne. *5ème R.A.S.T.Rennes*, p.347, 1fig.
- et ROCHA R.B., RUGET C., TINTANT H.(1979). - Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Cienc.da Terra*, n°5, p.29-52, fig.1-20.
- MULLER G., IRION G., FORSTNER U.(1972). - Formation and Diagenesis of Inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. *Naturwissenschaften*, 59, p.158-164, 4fig., 5tabl.
- NAGTEGAAL P.J.C.(1969). - Microtextures in recent and fossil caliche. *Leids.Geol.Mede.*, vol.42, p.131-142, 12fig.
- NAIR K.M.(1975). - First generation cement in beach-rocks along the east coast of south India. *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème VII, p.149-157, 3fig.
- PAIRIS J.L.(1965). - La demi-fenêtre d'Embrun (Basses-Alpes). *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, 41, p.97-132, 9fig.
- PALAUSSI G.(1964). - Esquisse tectonique et structurale des Iles de Lérins (Alpes-Maritimes). *Rec.Trav.St.Mar.Endoume*, Bull. 35, fasc.51, p.287-293, 1carte.
- (1965). - Hydrogéologie des Iles de Lérins (Alpes-Maritimes). *Rec.Trav.St.Mar.Endoume*, Bull.36, fasc.52, p.237-244, 1tabl., 1fig.

- PALAUSSI G.(1966). - Au sujet du synclinal de Cannes (Alpes-Maritimes). *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.4, p.151, 1fig.
- PANIN N.(1967). - Structure des dépôts de plage sur la côte de la Mer Noire. *Mar.Geol.*, 5, p.207-219, 10fig.
- PARRON D.(1975). - Etude des foraminifères des formations marneuses du Bathonien supérieur et du Callovien de Bourgogne (systématique-stratigraphie-écologie). Thèse 3ème cycle Dijon, 60p., 20fig., 3pl.
- PASCAL A.(1976). - Variations séquentielles rapides de sédimentation sur la bordure des plates-formes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.XVIII, n°4, p.1005-1008, 3fig.
- PASSERI L., PIALLI G.(1972). - Facies lagunari nel calcare massiccio dell'Umbria occidentale. *Boll.Soc.geol.Ital.*, 91, p.345-364, 10fig., 2tabl.
- PEYBERNES B.(1976). - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse Toulouse, 459p., 149fig., 42pl.
- PEYRE Y.(1959). Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev.Micropal.*, vol.2, n°2, p.80-87, 2fig., 2pl.
- PFENDER J.(1937). - A propos du Purbeckien du Sud-Est de la France. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, p.181-183.
- PHILIP J.(1972). - Paléoécologie des formations à Rudistes du Crétacé supérieur-l'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeo. Palaeoclim.Palaeoecol.*, 12, p.205-222, 4fig.
- (1975). - Indicateurs sédimentologiques et paléoécologiques dans les milieux de plates-formes carbonatées du Crétacé supérieur. L'exemple du Cénomaniens de la basse Provence occidentale (France). *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème I, p.143-146, 1fig.
- PHLEGER F.B.(1960). - Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. 297p., 83fig., 11pl., éd.Johns Hopkins Press, Baltimore.
- PICHA F.(1975). - Paleoclimatic and tectonic factors in the Pleistocene and Holocene oolitic sedimentation of the Persian Gulf in Kuwait. *9ème Congrès Int.Sédim.Nice*, thème I, p.147-151, 3fig.
- PIALLI G.(1971). - Facies di piana cotidale nel calcare massiccio dell'Appennino umbro-marchigiano. *Boll.Soc.geol.Ital.*, 90, p.481-507, 15fig.
- PLAN J.(1964). - Essai d'interprétation de la "fenêtre de Barcelonnette" (Basses-Alpes). *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.40, p.7-35 9fig.
- PLUMLEY W.J., RISLEY G.A., GRAVES R.W.Jr., KALEY M.E.(1961). Energy index for limestones interpretation and classification. *Am.Ass.Petrol.Mem.*, 1, p.85-107, 5fig., 4pl., 1tabl., in Classification of carbonate rocks.
- POMEROL C.(1975). - Stratigraphie et Paléogéographie, Ere Mésozoïque. 383p., 360fig., éd.Doin.

- POTIER A. (1877). - Compte-rendu de la course d'Aspremont et de Tourette. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t.V, p.796.
- (1877). - Compte-rendu de la course de l'Escarène et du col de Braus. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t.V, p.808-811.
- PURSER B.H. (1972). - Dolomitisation syn-sédimentaire dans le Bathonien de Dijon. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.2, p.82-85, 1fig.
- (1973). - Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. *Sc. de la Terre*, t.XVIII, n°3, p.299-313, 4fig.
 - (1975). - Le Jurassique moyen de la Bourgogne. Nature et cause de son évolution séquentielle. *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème V, t.2, p.341, 7fig.
 - (1979). - Middle Jurassic sedimentation on the burgundy platform. *Ass. Sédim. Fr.*, publ.sp.n°1, p.75-84, 6fig.
 - (1980). - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. *I.F.P.*, t.1, 366p., 192fig., éd. Technip.
 - et LOREAU J.P. (1972). - Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. *Bull. B.R.G.M.*, 2, sect. IV, 2, p.19-47, 12fig., 4pl.
- RANGHEARD Y. (1964). - Sur le Jurassique supérieur de l'extrémité Sud d'Ibiza (Baléares). *Ann. Sc. Univ. Besançon*, 2ème sér., fasc.19, p.45-51, 2fig., 1pl.
- RAT P. (1957). - Observations et hypothèses sur la genèse des calcaires bajociens aux environs de Dijon. *Bull. Sc. Bourgogne*, t.XVIII, p.137-152.
- (1959). - Les milieux urgoniens cantabriques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.I, p.378-384, 2fig.
 - (1962). - Structures et formes dans les calcaires urgoniens pyrénéo-cantabriques (contribution à l'analyse d'un faciès). *4ème Congrès Union int. ét. pyrén. Pau*, p.105-116, 5fig.
 - (1963). - Rapport sur les formations non marines du Crétacé inférieur français. *Mém. B.R.G.M.*, n°34, p.333-343, 1fig.
 - (1966). - *Nubecularia reicheli* nov.sp., Foraminifère constructeur de fausses oolithes dans le Bajocien de Bourgogne. *Ecl. Geol. Helv.*, vol.59, n°1, p.73-85, 5fig., 1pl.
 - (1966). - Detalles de las perturbaciones detriticas en la sedimentacion biologica urgoniana (La Franca, Oviedo). *Boll. Inst. Est. Astur.*, suppl. au n°12, 9p., 1fig.
 - (1968). - Milieux récifaux fossiles et genèse des calcaires. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, vol. XXIX, part.1, p.63-72, 6fig.
 - (1980). - Les Systèmes Urgoniens et les Paysages du Guipúzcoa (Pays-Basque). *Soc. cienc. nat.*, Aranzadi San Sebastián, XXXII n°3-4, p.179-193, 17fig.
 - et DAULIN J.L. (1970). - Courants d'étalement du matériel bioclastique dans le Bajocien de Bourgogne. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, fasc.2, p.62, 1fig.
- RECH-FROLLO M. (1971). - Progression de la diagenèse en relation avec l'intensité de déformation du bassin. *Trav. Lab. Géol. Pétro. Univ. Paul-Sabatier*, n°70, 14p., 1fig., 1tabl., 3pl.

- REMANE J. (1958). - Quelques observations sur le passage des faciès jurassiens aux faciès subalpins à la limite Jurassique - Crétacé dans les environs de Grenoble. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t.34, p.179-191, 2fig.
- (1960). - Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t.36, p.75-114, 6fig., 6pl.
 - (1963). - Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t.39, p.25-82, 18fig., 6pl. h.t.
- REMOND C., ROQUES G., TINTANT H. (1963). - Observations sur la limite Jurassique inférieur-Jurassique moyen en Côte-d'Or. *Bull. Sc. Bourgogne*, p.175-182.
- RIAZ A. de (1899). - Contribution à l'étude du système crétacé dans les Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXVII, p.411-435.
- (1900). - Nouvelles observations sur le système crétacé dans les Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXVIII, p.764-771.
 - (1911). - Sur un gisement des couches à *Peltoceras transversarium* dans les Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. XI, p.154-155.
- RICHE P., RIVIER F., MICHOLET J. (1961). - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. *Mém. B.R.G.M.*, n°4, p.719-734, 7pl., coll. sur le Lias français.
- RIOULT M., ROYANT G. (1975). - La "croûte stromatolithique de Manara": horizon-repère de l'Aptien-Albien dans la série briançonnaise du Monte Armetta (Alpes ligures). *9ème Congrès Int. Sédim. Nice*, thème X, p.123-128, 1fig., 1pl.
- RIVIERE A. (1928). - Recherches sur la tectonique des régions de la Roya et de la Bevera (Alpes-Maritimes). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°169, t. XXXI, 2lp., 2fig., 1pl. h.t., 1carte.
- ROMAIN J. (1978). - Etude pétrographique et structurale de la bordure Sud-occidentale du massif de l'Argentera, de Saint-Martin-Vésubie à la Cime du Diable (Alpes-Maritimes, France). Thèse 3ème cycle Nice, 300p., 2pl., 7tabl., 12fig.
- ROUSSET C. (1965). - Etude tectonique de l'unité subalpine de l'Audoubert, entre le signal de Canaux et la vallée du Loup (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VII, p.911, 4fig.
- (1967). - Carte géomorphologique des plateaux de Caussols Calern et la Malle, et leurs entours; cantons de Grasse et de Saint-Vallier-de Thiey (Alpes-Maritimes, France). *Mém. et Docum.*, vol.4, p.101-112, 3fig., 2pl., 1carte h.t.
 - (1976). - Rôle du canevas tectonique dans l'évolution morphologique des plateaux de la région de Grasse (Alpes-Maritimes). *Géol. Médit.*, t. III, n°3, p.199-208, 8fig.
- RUGET C. (1979). - Grandes lignes de la succession des faunes de Foraminifères au Lias et au Bajocien. *7ème R.A.S.T. Lyon*, p.415.
- (1980). - Evolution et biostratigraphie des Lagénidés (Foraminifères) dans le Lias de l'Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, n°4, p.623-626, 1tabl.

- RUGET C., SIGAL J. (1957). - Notes micropaléontologiques nord-africaines. 7. - Sur un Foraminifère du Séquanien et sur la position systématique probable de *Conicospirillina basi-liensis* MOHLER. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, n°10, p.165, 1fig.
- SELLWOOD B.W., JENKINS H.C. (1975). - Palaeotectonic evolution of an epeiric sea (Lower Jurassic of Great Britain). 9ème Congrès Int.Sédim.Nice, thème 1, p.191-193, 4fig.
- SEYLER M. (1975). - Pétrologie et lithostratigraphie de formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France). Thèse 3ème cycle Nice, 174p., 39fig., 6tabl., 3cartes h.t., 4pl.
- SIGAL J. (1963). - Foraminifères du Trias. Essai sur l'état actuel des connaissances. *Mém.B.R.G.M.*, 15, p.543-551.
- STANLEY D.J. (1969). - Armored mud balls in an intertidal environment, Minas Basin, Southeast Canada. *Jour.Geol.*, vol.77, p.683-693, 5fig., 3tabl., 3pl.
- STEINHAUSER N., LOMBARD A. (1969). - Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *C.R.Soc.Phys.et Hist.Nat.Genève*, vol.4, fasc.1, p.100-113, 3fig.
- STURANI C. (1963). - La couverture sédimentaire de l'Argentera - Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio (Haute vallée de la Stura di Demonte, Italie). *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.39, p.83-124, 9fig.
- TEMPIER C. (1966). - Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.VIII, p.468-470, 2fig.
- (1972). - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Trav.Lab.Sc.de la Terre, Marseille*, sér.B, n°4, 36lp., 102fig., 77pl.h.t.
 - (1975). - Une partie du matériel des bauxites de Provence pourrait résulter des actions climatiques d'âge jurassique. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, p.71-72.
- THOMEL G. (1961). - *Lyticoceras corroyi* nov.sp. de l'Hauterivien niçois. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), t.III, p.468-473, 2fig., 1pl.
- (1979). - Nouvelle mise en évidence de lambeaux de socle dans l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.289, p.611-614.
 - (1980). - Extension et mise en place du diapir triasique de Saint-Blaise (Alpes-Maritimes). *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.290, p.503-506, 1fig.
 - et LANTEAUME M. (1967). - Considérations sur la mise en évidence de dépôts aptiens dans la région niçoise. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.265, p.1456-1459, 1fig.
- TINTANT H. (1966). - Titres et travaux scientifiques. *Ronéot.*, Dijon 33p., 13fig.
- et GOTTIS M. (1947). - Les variations de faciès du Callovien et de l'Oxfordien entre les Cévennes et la Méditerranée. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.224, p.1293-1295.

- TINTANT H., JOLY J. (1955). - Observations sur la stratigraphie du Bathonien en Côte-d'Or. *Bull.Sc.Bourgogne*, t.XV, p.25-38, 1pl.
- TOUTIN N. (1980). - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Nice, 2t., 594p., 140fig., et annexes.
- TRICHET J. (1965). - Essai d'explication de l'origine des grès de plage. Cas des grès de plage coralliens. *C.R.Acad.Sc.Paris* t.261, p.3176-3178, 1fig.
- (1968). - Etude de la composition de la fraction organique des oolithes. Comparaison avec celle des membranes des bactéries et des cyanophycées. *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.267, p.1492-1494, 1tabl.
- TUCKER M.E. (1975). - Vadose diagenetic fabrics in triassic lacustrine limestones of south Wales. 9ème Congrès.Int.Sédim. Nice, thème VII, p.217-222, 6fig.
- VERNET J. (1958). - Sur la tectonique du socle Permo-Werfénien du dôme de Barrot. *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.34, p.217-290, 7fig., 1carte.
- (1962). - Sur l'existence probable d'une ride anticlinale du socle unissant les massifs de Tanneron et de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.5, p.140, 1fig.
 - (1963). - Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot. *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.39, p.199-212, 3fig.
 - (1965). - Problèmes de structures tectoniques et de tectogenèse dans les Alpes-Maritimes (zones alpines externes). 90ème Congrès.Soc.Sav.Nice, t.II, p.65-74, 1fig.
 - (1965). - La zone "Pelvoux-Argentera". Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales. *Bull.Serv.Carte géol.Fr.*, n°275, t.LX, 294p., 78fig., 2pl.
 - (1967). - Le massif de l'Argentera-Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera. *Trav.Lab.Géol.Grenoble*, t.43, p.193-243, 12fig.
 - (1967). - Présence d'un lambeau du socle dans l'arc de Nice (Alpes-Maritimes). - *C.R.Acad.Sc.Paris*, t.265, p.305-307.
 - (1968). - Tectonique et problèmes de tectogenèse anté-pliocènes de l'Arc de Nice dans sa marge externe frontale. *Rev.Géo.phys.Géol.dyn.*, vol.X, fasc.1, p.49-64, 5fig.
- VILLA F. (1960). - Un livello a coproliti nel Retico del M. Resegone. *Ist.Lomb.*, vol.94, p.83-86, 1fig.
- WESTPHAL M., EDEL J.B., SCHOTT J.J. (1978). - Essai de synthèse des données paléomagnétiques et de la tectonique des plaques en Méditerranée occidentale. *C.R.som.Soc.géol.Fr.*, fasc.1, p.12.
- WEYDERT P. (1976). - Définition d'un modèle sédimentaire en milieu récifal: la baie de Tuléar (Côte SW de Madagascar). *Rev.Géo.phys.Géol.dyn.*, vol.XVIII, fasc.1, p.67-92.
- YEBENES A., PENA J.A. de la, ORDONEZ S. (1973). - Sedimentos dolomíticos para-actuales: la "Tierra Blanca" de La Roda (Albacete). *Estud.geol.*, vol.XXIX, p.343-349, 6fig.

LISTE DES FIGURES

Fig.1 - Les domaines de sédimentation des chaînes subalpines	12
2 - Cadre géologique et affleurements jurassiques	24
3 - Cadre géographique et découpage régional	24
4 - Situation géologique et localisation des profils entre Pourriac et Demandols	31
5 - La morphologie jurassique à l'extrémité NE du massif de l'Argentera	32
6 - Série du col de Pourriac	33
7 - Sommet des terres noires et corniche du Jurassique terminal	34
8 - La corniche liasique entre Pourriac et Demandols	36
9 - La barre du Dogger de Pourriac à Demandols	37
10 - Les terres noires et la corniche terminale entre Pourriac et Demandols	38
11 - Situation géologique et localisation des profils dans la région d'Auron	40
12 - La série épaisse de la Berche et du Puy d'Auron	42
13 - La série peu épaisse au SE du Ciavalet	43
14 - La série réduite au N de Roya	45
15 - La corniche du Lias dans la région d'Auron	46
16 - Disparition de la barre du Dogger en direction de Roya	47
17 - Les terres noires et la corniche terminale à la Berche et au Mt-Riounet	48
18 - Situation géologique et localisation des profils entre Roya et Vignols	52
19 - L'écaille intercutanée de Roya	52
20 - La disparition de la barre du Dogger entre la cime de Marcellin et le N de Roya	54
21 - La corniche liasique et la barre du Dogger entre le Collet Mattet et la Mtgne Haute	56
22 - Réduction des terres noires dans la région de Vignols	56
23 - Situation géologique et localisation des profils entre St-Sauveur-s-Tinée et St-Martin-Vésubie	59
24 - La série de Rimplas (Lias et Dogger) sur le flanc E de l'éperon	60
25 - Coupe reconstituée du Jurassique supérieur de Rimplas	61
26 - Morphologie des terrains jurassiques dans la région de St-Martin-Vésubie	63
27 - La série jurassique entre Rimplas et Venanson	66
28 - Le Lias inférieur autour de l'Argentera	70
29 - Durée de l'arrêt de sédimentation au toit du Lias inférieur	70
30 - Début de l'arrêt de sédimentation et reprise des dépôts (âges)	71
31 - Bombement de St-Sauveur et haut-fond de Roya au Dogger	71
32 - Le haut-fond de Roya disparaît à l'Oxfordien moyen	72
33 - La zone haute a disparu au Jurassique terminal	72
34 - Situation géologique et localisation des profils dans la région de Pierlas	77

Fig.35 - La corniche liasique au vallon de Roubi et la surface encroûtée des dolomies du Lias moyen	78
36 - La base du Dogger dans le vallon de Pierlas	80
37 - Les terres noires et la corniche terminale dans le vallon de Pierlas	81
38 - Le Lias et la base du Dogger dans la région de Pierlas	83
39 - Situation géologique et localisation des profils entre Pra d'Astier et Daluis	86
40 - La corniche liasique entre Pra d'Astier et Daluis	87
41 - La surface ferruginisée aalénienne à Daluis	88
42 - Variation rapide des faciès après l'épisode glauconieux au toit des sédiments bajociens à Daluis	89
43 - Barre du Dogger, terres noires et corniche terminale entre Pra d'Astier et Daluis	91
44 - Situation géologique et localisation des coupes dans la région de Guillaumes	93
45 - La corniche liasique et la barre du Dogger près de Chateaneuf-d'Entraunes	95
46 - La série jurassique entre Guillaumes et Daluis ..	97
47 - La série jurassique entre Guillaumes et Péone ...	98
48 - Morphologie jurassique dans la région de Péone ..	100
49 - Situation géologique et localisation des profils dans la région de Beuil-Valberg	103
50 - Morphologie jurassique dans le vallon de la Culasse	104
51 - La série jurassique dans le soubassement du Mounier	106
52 - Morphologie des terrains jurassiques à Valberg ..	108
53 - La série jurassique reconstituée entre Beuil et Valberg	109
54 - Série réduite et incomplète au col de la Couillole	110
55 - Le substratum de l'encroûtement liasique (âge)...	114
56 - Importance de l'arrêt de sédimentation liasique..	115
57 - Le bassin du Barrot au Bajocien supérieur	115
58 - Orientation nouvelle des faciès au Bathonien supérieur	116
59 - Le bassin du Barrot au Callovien et à l'Oxfordien inférieur	117
60 - Echelle biostratigraphique reconstituée dans la région Barrot-Argentera	121
61 - Structure du bassin jurassique au N des Alpes-Maritimes	125
62 - Le bassin jurassique du SE : cadre structural ...	127
63 - Schéma interprétatif des diverses positions structurales actuelles des séries jurassiques du N des Alpes-Maritimes	129
64 - Le bassin reconstitué au Jurassique	131
65 - Le dispositif rides-sillon au Lias-Dogger puis au Malm	131
66 - Carte simplifiée des chaînons jurassiques entre la vallée du Var et les Baous	135
67 - Morphologie jurassique entre l'Estéron et le Mt-Vial	136
68 - Situation géologique et localisation des profils entre la Roquette-s-Var et le Mt-Vial	137

Fig.69 - La corniche liasique au N de Bonson	138
70 - La série jurassique à l'extrémité E de la chaîne du Mt-Vial	142
71 - Situation géologique et localisation des profils entre le Mt-Vial et Rorebel	143
72 - La corniche liasique entre le Mt-Vial et Rorebel ..	144
73 - Le Jurassique moyen et supérieur à l'W du Mt-Vial	145
74 - Indices d'une érosion synsédimentaire entre Lias et Dogger au Mt-Vial	146
75 - Situation géologique et localisation des profils au Mt-Gourdan et au Mt-Roccaforte	147
76 - Identité entre les séries du Lias-Dogger, dans les différentes unités structurales près de Puget-Théniers	149
77 - Opposition entre deux types de séries au Jurassique supérieur dans les différentes unités structurales près de Puget-Théniers	149
78 - Situation géologique et localisation des profils près d'Aiglun	152
79 - La barre et le talus du Dogger à la clue d'Aiglun ..	153
80 - Morphologie des terrains jurassiques à la clue d'Aiglun	155
81 - La série jurassique reconstituée entre Aiglun et la Harpille, et dans les gorges du Rioulan	156
82 - Dispositif ride-sillon au Lias	160
83 - Durée de l'arrêt de sédimentation liasique et substratum de la surface encroûtée	160
84 - Opposition entre les séries épaisses et réduites de l'Aalénien-Bajocien	161
85 - Du Bathonien à l'Oxfordien inférieur	162
86 - Epaisseurs du faciès grumeleux "brèchiques" à l'Oxfordien moyen-supérieur	163
87 - Le bassin au Jurassique terminal	163
88 - Morphologie jurassique dans la vallée de l'Estéron	164
89 - Situation géologique et localisation des profils entre Gilette et Bezaudun	165
90 - La série jurassique dans les gorges de l'Estéron et au pont de la Cerise	167
91 - Situation géologique et localisation des profils entre Bezaudun et Végay	168
92 - Situation géologique et localisation des profils de Végay à Thorenc	169
93 - Les séries jurassiques de Végay et d'Aiglun	171
94 - Sédimentation à caractère récifal au Jurassique terminal près de Gréolières	172
95 - Les séries jurassiques du Cheiron	174
96 - Les chaînons jurassiques au S du Cheiron	178
97 - Situation géologique et localisation des profils à l'extrémité E de l'unité des Baous	179
98 - Variations de faciès des séries jurassiques, reconstituées entre Bouyon et St-Jeannet	183
99 - Situation géologique et localisation des profils entre St-Jeannet et Courmes	184
100 - Barres du Dogger dans le vallon du Malvan	185
101 - Les séries jurassiques reconstituées en partie, entre la Cagne et le Loup	187

Fig.102 - Situation géologique et localisation des profils en rive gauche de la moyenne vallée du Loup et dans la trouée de la Cagne	188
103 - Reconstitution des séries jurassiques en rive gauche de la moyenne vallée du Loup	190
104 - Morphologie jurassique à Caussols et Calern	195
105 - Situation géologique et localisation des profils dans la Mtgne de l'Audibergue et Calern	195
106 - Les séries jurassiques reconstituées dans l'unité de Calern	197
107 - Situation géologique et localisation des profils dans l'unité de Caussols et le plateau de Cavilllore	198
108 - La base de la série jurassique de Caussols entre le château de la Malle et le vallon de Nans	199
109 - Les séries jurassiques reconstituées dans l'unité de Caussols et au plateau de Cavilllore	201
110 - Le bassin au Lias	206
111 - Age et faciès du substratum des dépôts bathoniens	206
112 - Le bassin au Bathonien	207
113 - Le bassin au Callovien et à l'Oxfordien	208
114 - Le bassin est ouvert à l'W au Kimméridgien	209
115 - Le bassin à la fin du Jurassique et au début du Crétacé	210
116 - Morphologie jurassique à l'entrée des gorges du Loup	213
117 - Situation géologique et localisation des profils dans l'arrière-pays grassois	214
118 - Le Jurassique moyen de la Sarée	216
119 - Les séries bathoniennes entre les gorges du Loup et Cabris	218
120 - Reconstitution des séries jurassiques entre les gorges du Loup et Magagnosc	219
121 - Reconstitution des séries jurassiques entre Cabris et les gorges du Loup	222
122 - La base de la série jurassique à la Mtgne de Doublier	223
123 - Morphologie jurassique au col de Ferrier	224
124 - Reconstitution des séries jurassiques dans les différentes unités structurales de l'arrière-pays grassois	225
125 - Les affleurements jurassiques de l'avant-pays grassois	230
126 - Localisation des profils dans la formation des dolomies liasiques en parallélipipèdes	231
127 - Sédimentation apparemment continue des marnes rhétiennes aux dolomies en parallélipipèdes, et installation progressive des faciès bathoniens ..	234
128 - Opposition entre aire subsidente et zone haute (dolomies en parallélipipèdes)	235
129 - Localisation des profils dans la formation des argilo-calcaires du Dogger	239
130 - Les séries bathoniennes entre les gorges du Loup et Antibes	241
131 - Influence des structures anté-bathoniennes sur les faciès et uniformisation des dépôts au Bathonien terminal	242

Fig.132 - Localisation de quelques profils dans la formation des dolomies néojurassiques	246
133 - La formation des dolomies néojurassiques de l'avant-pays de Grasse comparée aux séries voisines	247
134 - Les variations d'épaisseur des dépôts de faciès purbeckien entre la Gaude et Biot	251
135 - Répartition des faciès avant le Bathonien entre Grasse et Antibes	254
136 - Répartition des faciès au Bathonien entre Grasse et Antibes	255
137 - Modification du dispositif sédimentaire après le Bathonien	256
138 - Echelle biostratigraphique reconstituée entre le Mt-Vial et Antibes	259
139 - Reconstitution de l'environnement sédimentaire et structural au Jurassique, au S du Barrot	263
140 - Structure du bassin jurassique au S du Barrot	267
141 - Le bassin jurassique des Alpes-Maritimes avec sa disposition actuelle dans le contexte régional ...	270
142 - Cartographie et interprétation du dispositif actuel montrant le rapprochement tectonique des séries jurassiques du Mt-Vial et celles du Mt-Gourdan-Roccaforte	272
143 - Disposition présumée du bassin des Alpes-Maritimes au Jurassique	274
144 - Le dispositif sédimentaire au Lias, puis au Malm..	275
145 - Les ensembles structuraux à ossature jurassique de l'arc de Nice	280
146 - Situation géologique et localisation des profils dans le chaînon d'Utelle	281
147 - Le chaînon d'Utelle vu du Mt-Vial	284
148 - Variations d'épaisseur et de faciès des séries jurassiques du chaînon d'Utelle	286
149 - La position actuelle des faciès jurassiques du chaînon d'Utelle ne s'intègre pas au dispositif sédimentaire	287
150 - Situation géologique et localisation des profils en bordure W du synclinal de Contes.	289
151 - Les séries jurassiques des unités structurales d'Aspremont	291
152 - Réduction des dépôts liasiques au Mt-Férion ; réduction des dépôts à l'Oxfordien inférieur	293
153 - Les séries jurassiques de l'unité du Férion	293
154 - La position actuelle des faciès en bordure W du du synclinal de Contes s'intègre mal dans le dispositif sédimentaire jurassique	295
155 - Coupe du bassin jurassique reconstituée entre la zone haute du Picciarvet et le plateau du Férion	296
156 - Situation géologique et localisation des profils en bordure S du synclinal de Contes	297
157 - Réduction des dépôts liasiques et sédimentation réduite entre le Callovien et l'Oxfordien moyen dans les unités de la Turbie	299
158 - Reconstitution des séries jurassiques entre la bordure méridionale du synclinal de Contes et Monaco	299

Fig.159 - Morphologie jurassique au front méridional de l'arc de Nice	303
160 - Réduction des dépôts liasiques et discontinuité de sédimentation entre Callovien et Oxfordien moyen au Mt-Leuze	304
161 - Réduction des dépôts liasiques à Villefranche, discontinuité de sédimentation entre Callovien et Oxfordien moyen au cap Ferrat	305
162 - Reconstitution des séries jurassiques entre la bordure méridionale du synclinal de Contes et le cap Ferrat	306
163 - La plupart des faciès de la bordure S du synclinal de Contes occupent actuellement une position qui ne s'intègre pas dans le dispositif sédimentaire jurassique	308
164 - Coupe du bassin jurassique dans l'arc de Nice, reconstituée entre le Barrot et le cap Ferrat ..	309
165 - Situation géologique et localisation des profils en bordure N et E du synclinal de Contes et dans la région de Sospel et Menton	310
166 - Morphologie jurassique à Peille	310
167 - La base de la série au pic de Baudon ; discontinuité de dépôt scellée à l'Oxfordien moyen près de Gorbio	313
168 - Reconstitution des séries jurassiques entre Rocca-Seira et Gorbio	314
169 - Morphologie jurassique entre Menton et Sospel ..	316
170 - Conglomérat bathonien (?) à la pointe Siricoque.	318
171 - Découpage stratigraphique de la partie inférieure de la série jurassique du Mt-Barbonnet ..	321
172 - Reconstitution des séries jurassiques entre Sospel et Gorbio	321
173 - Reconstitution des séries jurassiques entre Sospel et Menton	322
174 - Les diverses successions jurassiques rencontrées dans l'arc de Nice	325
175 - Disposition actuelle des éléments de la paléogéographie jurassique dans l'arc de Nice	328
176 - Reconstitution du bassin jurassique des Alpes-Maritimes	330
177 - Le premier dispositif sédimentaire	337
178 - La mise en place du dispositif liasique et l'extension généralisée des zones dépourvues de dépôt au Lias moyen	336
179 - Ennoyage du dispositif liasique et diminution progressive des aires dépourvues de dépôt après le Lias moyen	338
180 - Le second dispositif sédimentaire	341
181 - La mise en place du dispositif bathonien ; les structures liasiques (E-W et NW-SE) sont encore identifiables	342
182 - Rejeu des structures liasiques (NW-SE) et bathoniennes (E-W) au Callovien supérieur et à la base de l'Oxfordien ; cet épisode de déformation est scellé à l'Oxfordien moyen	344
183 - Régression fin-Jurassique ; renversements de subsidence au Jurassique supérieur et au début du Crétacé	346

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	1
RESUME	5
INTRODUCTION	9
Sommaire	10
1 - Cadre géographique et géologique	12
2 - Historique	14
3 - Les faits établis et les problèmes non élucidés dans le Jurassique des Alpes-Maritimes ..	21
4 - Exposé des observations	23
5 - Méthodes de travail	25
Légendes des plans de situation, des coupes et des paysages	27
CHAPITRE I - LA STRUCTURE DE LA TINÉE (BORDURE MÉRIDIIONALE DE L'ARGENTERA)	29
Sommaire	30
1 - Du col de Pourriac à St-Etienne-de-Tinée ...	31
2 - De St-Etienne-de-Tinée à Roya	40
3 - De Roya à Vignols	51
4 - De St-Sauveur-sur-Tinée à St-Martin-Vésubie.	59
5 - Conclusions : le bassin jurassique dans la région de l'Argentera	70
CHAPITRE II - UN DISPOSITIF SEUILS-BASSIN (POURTOUR DU DOME DE BARROT)	75
Sommaire	76
1 - De Pierlas à Pra d'Astier	77
2 - Entre Pra d'Astier et Daluis	85
3 - La région de Guillaumes	93
4 - Région de Beuil et Valberg	103
5 - Conclusions : le bassin jurassique dans la région du Barrot	114
CHAPITRE III - RESULTATS D'ENSEMBLE DANS LA REGION BARROT-ARGENTERA - RECONSTITUTION DE LA PARTIE NORD DU BASSIN	119
Sommaire	120
1 - Nouvelles données biostratigraphiques	121
2 - Sédimentation et faunes	122
3 - Structure du bassin dans la région Barrot-Argentera	124
4 - Tectonique jurassique	125
5 - Contexte régional	126
6 - Relations entre la paléogéographie jurassique et la disposition actuelle des affleurements ..	127
7 - Reconstitution du bassin du Nord des Alpes-Maritimes au Jurassique	131
CHAPITRE IV - LE PLATEAU SOUS-MARIN DU CHEIRON ET DES BAOUS (ENTRE LE BARROT ET L'AUTOCHTONE DES MAURES)	133
Sommaire	134
I - Les terrains jurassiques à la périphérie du synclinal de St-Antonin	136

1 - Au N, le Mt-Vial et le Mt-Gourdan	136
2 - Au S du sinclinal, les séries jurassiques. des environs de Roquestéron	152
3 - Le bassin jurassique dans les régions du Mt-Vial et de Roquestéron : conclusions	159
II - Les chaînons jurassiques entre l'Estéron et le pays grassois	164
1 - La Montagne du Cheiron	164
2 - Les Baous, l'Audibergue et Caussols	178
A - L'unité des Baous	179
B - La Montagne de l'Audibergue et son prolon- gement de Calern, Caussols et le plateau de Cavillone	194
3 - Le bassin jurassique entre l'Estéron et le pays grassois : conclusions	205
CHAPITRE V - LE BASSIN D'ANTIBES (AUTOCHTONE DES MAURES)	211
Sommaire	212
1 - L'arrière-pays de Grasse	214
2 - L'avant-pays de Grasse	229
3 - Le bassin jurassique entre Grasse et Antibes: conclusions	253
CHAPITRE VI - RESULTATS D'ENSEMBLE AU SUD DE LA REGION BARROT-ARGENTERA - RECONSTITUTION DU BAS- SIN JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES (ARC DE NICE NON COMPRIS)	257
Sommaire	258
1 - Nouvelles données biostratigraphiques	259
2 - Sédimentation et faunes	260
3 - Structure du bassin au Sud de la région Barrot-Argentera	267
4 - Tectonique jurassique	268
5 - Contexte régional	268
6 - Relations entre la paléogéographie jurassi- que et la disposition actuelle des affleu- rements	271
7 - Reconstitution du bassin des Alpes-Maritimes au Jurassique	274
CHAPITRE VII - LA JONCTION DU DISPOSITIF PROVENÇAL ET DU DISPOSITIF BARROT-ARGENTERA (ARC DE NICE) - RECONSTITUTION DE L'ENSEMBLE DU BASSIN JURASSIQUE DES ALPES-MARITIMES ..	277
Sommaire	278
I - Analyse stratigraphique, reconstitution partiel- le du bassin, esquisse des déplacements posté- rieurs	281
A - Le chaînon d'Utelle (domaine vésupien)	281
B - Les chaînons formant l'ossature de la bordure W et S du synclinal de Contes et Berre-lès- Alpes (domaine niçois)	288
1 - Séries jurassiques de la bordure W du syn- clinal	288
2 - Séries jurassiques de la bordure S du syn- clinal	296
C - Les chaînons jurassiques de Sospel et Menton (domaine mentonnais)	309

1 - Entre la moyenne Vésubie et le cap Martin ..	310
2 - Entre Sospel et Menton	316
II - Principaux résultats	325
III- Essai d'une reconstitution paléogéographique de l'ensemble du bassin jurassique des Alpes- Maritimes	330
CONCLUSIONS GENERALES	331
Sommaire	332
Légendes des cartes de faciès et schémas paléo- géographiques	333
1 - L'histoire jurassique du bassin des Alpes- Maritimes	335
2 - Le contrôle tectonique : l'appartenance à la marge européenne de la Téthys	348
3 - L'organisation paléogéographique	350
4 - Les déformations postérieures au Jurassique.	353
BIBLIOGRAPHIE	357
LISTE DES FIGURES	383
TABLE DES MATIERES	389

RÉSUMÉ :

Le bassin des Alpes-Maritimes (France) occupe au Jurassique une position particulière, à la jonction des domaines briançonnais, dauphinois et provençal. A travers son histoire se retrouvent les principaux épisodes précédant l'ouverture océanique du segment ligure de la Thétys : rifting, puis affaissement et approfondissement de la marge continentale européenne qui s'expriment par deux dispositifs sédimentaires successifs. L'organisation paléogéographique montre l'existence vers le Sud d'une surface continentale au relief peu accusé, le bloc corso-sarde, en bordure duquel les aires de dépôt deviennent plus étroites à l'approche du domaine briançonnais.

Les déformations ultérieures reprennent les éléments déjà définis au Jurassique, avec des déplacements limités.

MOTS CLÉS :

Jurassique — Stratigraphie — Faciès — Paléogéographie — Structure du bassin — Contrôle tectonique — Alpes-Maritimes.